Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet

---

Inauguraldissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich

von

Konrad Habicht

aus Schaffhausen

Begutachtet von

Prof. Dr. Rudolf Staub

Zürich 1944

Bern

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

1945

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507217_0007

Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet

---

Inauguraldissertation

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich

von

Konrad Habicht

aus Schaffhausen

Begutachtet von

Prof. Dr. Rudolf Staub

Zürich 1944

Bern

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

1945

Vorwort des Verfassers

Von meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Staub, erhielt ich als Aufnahmegebiet für meine Dissertation die südliche sanktgallisch-appenzellische Molasse zugewiesen. Dieses Gebiet ist seit der grundlegenden Übersichtsarbeit von A. Gutzwiller (Lit. 62 und 185) schon mehrmals Gegenstand kleinerer Publikationen gewesen, doch fehlte bisher eine genauere Kartierung in grösserem Massstabe, so dass manche Fragen stratigraphischer und tektonischer Natur noch mehr oder weniger offen blieben.

Die vorliegende Arbeit entwickelte sich aus einer Diplomarbeit des Verfassers «Zur Geologie des Stockberggebietes» (Geologisches Institut E. T. H., Zürich 1938), der die Detailkartierung des Molasseanteils von S. A.-Blatt 237 Stockberg, 1 : 25 000, zugrunde lag. Die ursprüngliche Absicht, diese Promotionsarbeit auf den Raum zwischen Thur und Sitter zu beschränken, wurde in der Folge verlassen und die Untersuchungen hauptsächlich nach Westen und Nordwesten hin ausgedehnt. Es zeigte sich nämlich im Verlaufe der Aufnahmen, die insgesamt etwa 250 Terraintage, zur Hauptsache auf die Sommermonate 1936—1938 verteilt, in Anspruch nahmen, dass die Lösung vieler Fragen vor allem auf dem Gebiete der S. A.-Blätter 234 Kappel, 235 Hochalp und 236 Ebnat zu suchen war. Einige Ergebnisse sind vom Verfasser 1938 (Lit. 66) und 1943 (Lit. 68) in Form von vorläufigen Mitteilungen publiziert worden.

Als wichtigste Arbeitsziele betrachtete ich neben einer möglichst zutreffenden Darstellung der tektonischen Verhältnisse die Verfolgung der einzelnen Schichtserien über möglichst weite Strecken zum Zwecke zuverlässiger gegenseitiger stratigraphischer Einordnung; sodann die Feststellung der Stampien-Aquitan-Grenze in der Kronbergzone und der Grenze Rupélien-limnisches Stampien («Chattien») in der Speerzone s. l. Fossilaufsammlungen wurden daher hauptsächlich in den hiefür in Betracht kommenden Gebietsteilen vorgenommen. Um die Arbeit nicht zu umfangreich werden zu lassen, wurde auf eine Detailbeschreibung des Quartärs verzichtet; Aufschluss über die Verbreitung desselben geben Tafel II und III. Bei der Kartierung im Gelände, die auf Grundlage der Siegfriedkarte erfolgte, und zur Ergänzung derselben erwies sich die Benützung von Senkrecht-Flugaufnahmen der Eidgenössischen Landestopographie, Bern, und der Eidgenössischen Vermessungsdirektion, Bern, als von grossem Vorteil.

Anlässlich des Abschlusses dieser Promotionsarbeit möchte ich allen denen danken, die zu ihrem Gelingen beigetragen haben. In erster Linie gebührt mein Dank meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Staub, für sein stetes Interesse an meinen Arbeiten und seine tatkräftige Förderung derselben, und Herrn Prof. Dr. W. Leupold für die Durchsicht zahlreichen Schliff- und Gesteinsmaterials und zahlreiche wichtige Hinweise. Wertvolle Hilfe bei der Druckfertigstellung des Textes wurde mir vom Präsidenten der Geolog. Kommission S. N. G., Herrn Prof. Dr. A. Buxtorf, zuteil; ich möchte ihm hiefür meinen besten Dank aussprechen. Die Bestimmung der wichtigen Gastropodenfunde besorgte in uneigennütziger Weise Herr Dr. W. Wenz, wofür ich ihm zu grossem Dank verpflichtet bin. Weitere verdankenswerte Hilfe beim Bestimmen von Fossilien wurde mir von den Herren Prof. Dr. A. Jeannet, Prof. Dr. B. Peyer und Dr. R. Rutsch-Bern zuteil.

Bei der Untersuchung der Schwereminerallen unterstützten mich Dr. A. von Moos und mein Studienkamerad Dr. K. Kleiber. Den Herren Prof. Dr. J. Cadisch-Bern, Prof. Dr. P. Niggli, Prof. Dr. C. Burri und Dr. H. Huber verdanke ich wertvolle Mitteilungen. Auch durch den Gedankenaustausch mit Studienkollegen wurde die Arbeit gefördert; ihrer sei daher ebenfalls in Dankbarkeit gedacht.

Die Veröffentlichung der Arbeit in der vorliegenden Form wurde mir ermöglicht durch das grosse Entgegenkommen der Geologischen Kommission S. N. G., die einen wesentlichen Teil der Druckkosten übernahm, sowie durch namhafte Beiträge der «Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft», des Regierungsrates des Kantons St. Gallen und der Landes-Bau- und Strassenkommission von Appenzell A. Rh. Alle diese Spender möchte ich an dieser Stelle meines wärmsten Dankes versichern.

Der Geologischen Kommission S. N. G. bin ich in hohem Masse verpflichtet für die Aufnahme der Arbeit in die «Beiträge» und für die wertvolle Mitarbeit ihres Bureaus bei der Drucklegung des Textes und der Tafeln.

Schaffhausen, im Oktober 1944.

K. Habicht.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort der Geologischen Kommission III
Vorwort des Verfassers IV
Literaturverzeichnis IX

Topographisch-geologische Übersicht . . . 1

Die aufgerichtete mittelländische Molasse

Begrenzung 3
Lithologie und Stratigraphie 3
Tektonik 4

Die subalpine Molasse

I. Die Nordgrenze der subalpinen Molasse zwischen Necker und Linthgebiet (Randunterschiebung) . . 6
A. Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme . . 6
B. Fortsetzung der Randunterschiebung 10
C. Zur Genese der Randunterschiebung 11

II. Die Gäbriszone s. l. 11
Topographische Lage und Begrenzung 11
Gliederung 12
Mächtigkeit 12
A. Stratigraphie 12
1. Stampien 12
a) Neckerprofil 13
b) Fortsetzung nach W. 15
2. Aquitan 15
a) Neckerprofil 15
b) Aufschlüsse am Zwieslenbach. 16
3. Zusammenfassung; Vergleich mit weiter östlich liegenden Teilen der Gäbriszone . 17
a) Stampien. 17
b) Aquitan 18
B. Tektonik. 20
1. Die Zone der «nördlichen Antiklinale» (A_1) 20
a) Historisches. 20
b) Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme 21
2. Das Westende der Gäbriszone s. str. und die Zone Gäbris-Süd 23
a) Historisches. 23
b) Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme 23

III. Die Kronbergzone s. l. 25
Topographische Lage und Begrenzung 25
Stratigraphische Gliederung, Mächtigkeit. . . . 25
Aufbau 26

Seite

A. Stratigraphie 26
1. Stampien 26
a) Regelstein-Thur-Gebiet (Profile 16—28) 26
α) Untere bunte Molasse 27
β) Ebnaterschichten 27
γ) Wintersbergschichten 29
δ) Zone Kronberg-Süd 31
b) Necker-Urnäsch-Gebiet (Profile 2—17) 33
α) Untere bunte Molasse 33
β) Ebnaterschichten 34
γ) Wintersbergschichten 36
2. Aquitan 38
α) Krummenauerschichten 39
β) Hochalpschichten. 42
γ) Ennetbühlerschichten 44
δ) Hochfläschlischichten 49
ε) Pfingstbodenschichten 51
3. Fossilführung der Kronbergzone s. l. . . . 53
4. Die stratigraphische Stellung der Kronbergzone s. l. im Vergleich mit benachbarten Gebieten der subalpinen Molasse. 55
a) Historische Bemerkungen 55
b) Stampien. 56
c) Aquitan 58
B. Gesteinsbeschreibung 60
1. Nagelfluhtypen. 60
2. Gerölle 64
3. Sandstein 69
4. Mergel 74
5. Kalkkonkretionen 75
6. Süsswasserkalk. 76
7. Kohle. 76
8. Schwereminerälführung 76
a) Chattien 76
b) Aquitan 77
C. Tektonik. 77
1. Die basale Aufschiebung (A_2) 78
2. Die sekundären Schubflächen in den Ebnaterschichten der Kronbergbasis 80
3. Die Toggenburgerflexur, die Giegenbach-Synklinale (GS) und die Breitenau-Antiklinale (BrA) 80
4. Die Lagerungsverhältnisse der Kronbergnagelfluhen 83
a) Westlich des Thurtals 83
b) Östlich des Thurtals. 83
5. Die Quetschzone am Südrand der Kronbergzone (Zone Kronberg-Süd) 85

Seite

IV. Die Speerzone s. l. 88
Topographische Lage 88
Stratigraphische Gliederung 89
Aufbau 89
A. Die Schorhüttenbergschuppe 90
1. Stratigraphie 90
a) Rupélien 90
b) Die Obergrenze des Rupélien 91
c) Chattien 94
α) Speerschichten 94
β) Ebnaterschichten 95
γ) Zone Schorhüttenberg-Süd 96
2. Tektonik 96
a) Die Schorhüttenbergaufschiebung . . . 96
b) Tektonische Verhältnisse im Innern der Schorhüttenbergschuppe 97
c) Tektonik des Südrandes 98
d) Die Fortsetzung der Schorhüttenbergschuppe nach W 100
B. Die Kräzerlischuppe 100
1. Stratigraphie 100
a) Rupélien 100
b) Detailprofile durch die Grenzregion Rupélien-Chattien 101
c) Chattien 102
α) Speerschichten 102
β) Ebnaterschichten 104
2. Tektonik 105
a) Die Weissbachaufschiebung 105
b) Die Kräzerli-Teilschuppe 109
c) Die Leuenfall-Teilschuppe 110
d) Die Eugsttobel-Teilschuppe 112
C. Die Speerschuppe 114
1. Stratigraphie 114
a) Rupélien 114
b) Detailprofile durch die Grenzregion Rupélien-Chattien 116
c) Chattien 117
α) Speerschichten-Untere Bunte Molasse 118
β) Ebnaterschichten 120
2. Tektonik 121
a) Die Speeraufschiebung und die sekundären Störungen an der Basis der Speerschuppe 121
b) Tektonische Verhältnisse im Innern der Speerschuppe 123
c) Der Molasse-Alpen-Kontakt 124
D. Gesteinsbeschreibung 127
1. Die Nagelfluhtypen 127
2. Gerölle 129

Seite

3. Sandstein 131
4. Mergel 132
5. Süsswasserkalk und Kohle 133
6. Schwereminerallführung 133
a) Rupélien 133
b) Chattien 133

V. Fazies und Paläogeographie 134
1. Das «Glaukonitproblem» in der «unteren Süsswassermolasse» 134
2. Bemerkungen zum Problem der Rotfärbung des Nagelfluhbindemittels und der roten Mergel 135
3. Bemerkung zum Problem der Fazies der kreuzgeschichteten Kalksandsteine der subalpinen Molasse 136
4. Die paläogeographische Stellung der südlichen Randfazies der Kronbergzone. Hinweise auf ähnliche Bildungen in anderen Schuttfächern 137
5. Beziehungen zwischen Auskeilungen und Molassetrog 138

VI. Tektonik und Paläogeographie 139
1. Die mutmasslichen ursprünglichen Ablagerungsräume der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse 139
2. Über den Mechanismus der Molassedislokation 140
3. Das Alter der Molassedislokation 141
4. Bemerkungen zum Problem der «alten Erosion» 143

VII. Kurze Zusammenstellung einiger Ergebnisse . . . 144
A. Stratigraphie 144
B. Tektonik 146

Anhang 148
Tabellen über Nagelfluhzählungen, Sandstein- und Schwereminerал-Untersuchungen 148
A. Bemerkungen zu den Tabellen 3—6 149
1. Geröllgrössenklassen 149
2. Form 149
3. Rundungsgrad (R) 150
4. Resultate 150
B. Bemerkungen zu Tabelle 7 (Sandsteinuntersuchung) 150
C. Bemerkungen zu den Tabellen 8—17 (Schwereminerالien) 151
I. Nagelfluhzählungen (Tabellen 1—6) 153
II. Sandsteinuntersuchungen (Tabelle 7) 158
III. Schwereminerал-Untersuchungen (Tabellen 8—17) 159

Verzeichnis der Textfiguren

			Seite
Fig.	1	Übersichtsprofil Ricken-Speer	5
»	2	Tektonische Verhältnisse auf der Ostseite des Thurtals N Kappel	7
»	3	Sedimentäre Wicklungsstrukturen (sog. Rutschungswülste) im Ebnatersandstein	34
»	4	Seitliche Begrenzung einer Nagelfluh-Stromrinne (S Kronberggipfel, Ennetbühlerschichten, Aquitan)	47
»	5	Seitliche Begrenzungen von Nagelfluh-Stromrinnen (Weissbachtal ESE Kronberg, 800 m ENE Mündung des Potersalperfall-Baches; Ennetbühlerschichten, Aquitan)	48
»	6	Seitliche Begrenzung einer Nagelfluh-Stromrinne (Ostseite des unteren Sönderlibachtobels, Ennetbühlerschichten, Aquitan)	48
»	7	Südliche Randfazies der Kronbergzone s. str. mit unregelmässigen rinnenförmigen Einlagerungen von Riesenkonglomeraten in Mergeln. Seckbachgebiet, Hochfläschlischichten, Aquitan	50
»	8	Grosser Block (über 3 m lang) in der aquitanen Nagelfluh der Kronbergzone. SW-Wand des Pfingstbodensporns, Pfingstbodenschichten. Blick von SW	51
»	9	Der Pfingstbodensporn von SW. Schwarze Ellipsen = extrem grosse Nagelfluhkomponenten	52
»	10	Kreuzgeschichteter Ebnatersandstein. Man blickt auf eine in Querprofilrichtung verlaufende, senkrechte Kluftfläche. Schichtfallen flach nach rechts (= SE, Azimut 144°). Der Sandstein führt bis erbsengrosse rötliche Feldspat- und bis haselnussgrosse Kalk- und Hornsteingerölle	71
»	11	Tektonisches Detail aus dem Giegentobel: Kleine, nordfallende Längsbrüche	81
»	12*a*	Mechanische Beanspruchung von Nagelfluhgeröllen im hintersten Neckertobel N des Pfingstbodens. Ansicht von NW	84
»	12*b*	Detailverwerfungen an Scherflächen. Pfingstboden-Südwestseite. Ansicht von SW	84
»	13	Tektonisches Detail aus der Quetschzone am Südrand der Kronbergzone (Zone Kronberg-Süd) am Steintalerbach S Ebnat	86
»	14	Rupélienmergel (Grisigermergel) auf dem Südufer des «Färnlibaches» (linker Nebenbach des Steintalerbaches ca. 500 m WSW seiner Mündung in den Steintalerbach	90
»	15	Der Übergang vom brackisch-marinen Unterstampien (Rupélien) zum limnoterrestrischen Stampien (Chattien). Erklärung vgl. Profile im Text p. 93, 94, 102 und 117	93
»	16	Detailtektonik am Südrand der Schorhüttenbergschuppe auf der Westseite des obersten Steintals	99
»	17	Detailtektonik am Südrand der Schorhüttenbergschuppe nördlich des Speermürli	99
»	18	Detail aus der Leuenfall-Nagelfluh an der Leuenfallstrasse auf der Westseite des Leuenfalles	103
»	19	Die Weissbachaufschiebung am Südhang des Seckbachtobels. Erklärung der Zahlen im Text p. 118	107
»	20	Aus Scherflächen entstandene Bruchverstellungen an der Basis der Kräzerlischuppe am untersten Potersalperfallbach	107
»	21	Detailprofil durch das untere östliche Eugsttobel	108
»	22	Tektonik des Leuenfallgebietes (Appenzell I.-Rh.)	111
»	23	Tektonisches Detail an der Leuenfallstrasse ca. 300 m östlich des Leuenfalles	112
»	24	Die Leuenfall-Nagelfluh auf der Ostseite des Leuenfalles. In den hangenden Mergeln sekundäre Schubflächen. Aussen rechts über der Strasse ist das (seitliche) Ufer einer Kalksandsteinrinne sichtbar	113
»	25	Steile Detailschubflächen in den Grisigermergeln des östlichen Eugsttobels (Eugsttobel-Teilschuppe)	113
»	26	Der Stockberg vom Hinterfallenkopf aus	120
»	27	Differentialbewegung, verbunden mit Fältelung, in den obersten Grisigermergeln am Stockberg NE Lutenwil	123
»	28	Das Sulzbachprofil	124
»	29	Das Profil beim Dunkelberndli. Erklärung der Bezeichnungen im Text	126
»	30	Der Kronberg-Gäbris-Schuttfächer zur Zeit der Pfingstbodenschichten (Aquitan)	138

Verzeichnis der Tafeln

Tafel I: Fig. 1. Tektonische Übersicht 1 : 100 000.
Fig. 2. Topographische Lage des Aufnahmegebietes.

» II: Tektonisch-geologische Karte der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse 1 : 50 000.

» III: Strukturkarte der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse 1 : 50 000.

» IV: Profile durch die südliche sanktgallisch-appenzellische Molasse 1 : 25 000.

Literaturverzeichnis

1. Texte

1. **Ampferer, O.** Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1 : 25 000, Geol. Bundesanstalt, Wien III, 1932, p. 1—125, speziell p. 32—50.
2. **Andrée, H.** Die Schwermineralien der älteren oberbayerischen Molasse. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 71, Abt. A, 1936, p. 59—120.
3. **Andrée, H.** «Das bayerische Tertiärbecken zum ersten Male durchbohrt!» Öl und Kohle, vereinigt mit Erdöl und Teer. Jahrgang 13, Heft 7, 15. Febr. 1937, p. 151—153.
4. **Ankel, W. E.** Hydrobienschill und Hydrobienkalk. «Natur und Museum», 59. Bericht, Heft 1, 1939, p. 33—49.
5. **Baumberger, E.** Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. Eclogae geol. Helv., Vol. XVI, 1920, p. 137—138.
6. **Baumberger, E.** Versuch einer Umdeutung der Profile durch die subalpine Molasse der Zentral- und Ostschweiz. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1925, p. 192.
7. **Baumberger, E.** Subalpine Molasse von Luzern in «Bericht über die Exkursion d. schweiz. geol. Ges. in die Umgebung von Luzern vom 5.—7. Oktober 1924. Mit 1 Tafel. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1925, p. 276—281.
8. **Baumberger, E.** Über eine aquitane Molluskenfauna vom Untern Buchberg (Ob. Zürichsee). Eclogae geol. Helv., Vol. XX, 1926, p. 316—321.
9. **Baumberger, E.** Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde. Mit 1 Profiltafel. Verh. d. natf. Ges. Basel, Bd. XL, 2. Teil, 1929, p. 295—312.
10. **Baumberger, E.** Vorläufige Mitteilung über die Altersbestimmung der subalpinen Süsswassermolassen in der Ostschweiz. Eclogae geol. Helv., Vol. 23, 1930, p. 555—562.
11. **Baumberger, E.** Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. Mit 2 Tafeln und 1 Kartenskizze. Eclogae geol. Helv., Vol. 24, 1931, p. 205—222.
12. **Baumberger, E.** und **Kräusel, R.** Die Horwerschichten südlich Luzern. Abh. Schweiz. paläont. Ges., Bd. LV, 1934, p. 4—9.
13. **Baumberger, E.** Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpennordrand. Eclogae geol. Helv., Vol. 27, 1934, p. 390—399.
14. **Baumberger, E.** Vorläufige Mitteilung über die stampische Molluskenfauna von Bilten und deren geologische Auswertung. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 560—563.
15. **Baumberger, E.** Bivalven aus dem subalpinen Stampien des Vorarlbergs, mit besonderer Berücksichtigung des Deformationsproblems. Mit 5 Tafeln. Eclogae geol. Helv., Vol. 30, 1937, p. 361—401.
16. **Beck, P.** Über autochthone und allochthone Dislokationen in den Schweizeralpen und ihrem nördlichen Vorland. Eclogae geol. Helv., Vol. XVII, 1922, p. 94—111.
17. **Beck, P.** Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes. Mitt. d. natf. Ges. Bern aus dem Jahre 1922, p. 1—5.
18. **Beck, P.** Der Alpenrand bei Thun. Mit 3 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. XVII, 1922, p. 318—323.

18a. **Beets, C.** Die Geologie des westlichen Teiles der Berge von Monferrato zwischen Turin und Murisengo. Leidsche Geol. Med. Deel XII, 1942, p. 195—250.

19. **Bersier, A.** Un critère de durée dans l'Oligocène vaudois. Bull. de la soc. vaudoise des sc. nat., vol. 59, 1936, p. 103—108.
20. **Bersier, A.** Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, nº 63, 1938, p. 1—128.
21. **Berz, K. C.** Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. Jahresh. Verein vaterl. Natk. Württemberg, Heft 71, 1915, p. 336.

22. **Berz, K. C.** Untersuchungen über Glaukonit. Jahresber. und Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F., Bd. 10, 1921, p. 74—98.

23. **Berz, K. C.** Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen. Fortschr. der Geologie u. Paläontologie, Heft 11, Leipzig 1926.

24. **Boden, K.** Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayerischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. Mitt. d. Geogr. Ges. in München, 3. Heft, 1925, p. 427—504.

25. **Boden, K.** Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttes. Abh. der Geol. Landesunters. des Bayer. Oberbergamtes, Heft 4, 1931, p. 1—33.

26. Bodensee–Toggenburg–Zürichsee, Denkschrift, herausgegeben v. sanktgall. Ing. u. Arch. Verein, St. Gallen 1911.

27. **Buess, H.** Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. Mit 2 Fig. u. 3 Taf. Inaug. Diss. Univ. Freiburg 1921, p. 1—104.

28. **Burckhardt, C.** Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrand der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. Mit 9 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 2. Lfg., 1893.

29. **Burri, G.** Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flußsanden. I. Die Sande des Tessin. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., IX. Bd., 1929.

30. **Buxtorf, A.** Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. Mit einer geotektonischen Skizze des Alpenrandes etc. (speziell p. 16—21). Erläut. zur Geol. Spezialkarte Nr. 27 *a*, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1916, p. 3—48.

31. **Buxtorf, A.** Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette. Mit einer geotektonischen Skizze des Alpenrandes am Vierwaldstättersee. Erläut. zur Geol. Spezialkarte Nr. 29 *a*, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1916, p. 1—76.

32. **Buxtorf, A.** Molasse- und Flyschtektonik südlich Luzern und ihre Bedeutung für den Lopperberg-Querbruch. Mit 2 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. 29, 1936, p. 291—301.

33. **Buxtorf, A.** und **Reichel, M.** Über das Alter der Lithothamnienkalke von Montorfano bei Como. Eclogae geol. Helv., Vol. 29, 1936, p. 497—499.

34. **Buxtorf, A., Kopp, J.** und **Bendel, L.** Stratigraphie und Tektonik der überschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. Verh. d. Schweiz. Natf. Ges. Locarno 1940, p. 139.

35. **Buxtorf, A., Kopp, J.** und **Bendel, L.** Stratigraphie und Tektonik der aufgeschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. Mit 3 Tafeln (VIII—X) und 2 Textfig. Ecologae geol. Helv., Vol. 34, 1941, p. 135—154.

36. **Buxtorf, A.** und **Kopp, J.** Über das Unterstampien der Rigi und über Querbrüche in der Molasse zwischen Vierwaldstättersee und Zugersee. Eclogae geol. Helv., Vol. 36, 1943, p. 291—301.

37. **Cadisch, J.** Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh. Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, 1923, p. 222—227.

38. **Cadisch, J.** Der Bau der Schweizeralpen. Orell-Füssli, Zürich 1926.

39. **Cadisch, J.** Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Mit 1 Tafel. Geol. Rundschau, Bd. XIX, 1928, p. 105—119.

40. **Cadisch, J.** Geologische Beobachtungen im Molassegebiet zwischen Linth und Thur. Eclogae geol. Helv., Vol. 23, 1930, p. 567—571.

41. **Cornelius, H. P.** Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrande. Verh. der geol. Bundesanstalt, Heft 11, 12, 1923, p. 177—191.

42. **Deicke, J. C.** Das Molassengebilde in der östlichen Schweiz. (Mit 1 Profiltafel.) Verh. der sanktgall.-appenzell. gemeinnützigen Gesellschaft an der Hauptversammlung in Berneck. 17. Oktober 1854, p. 67—90.

43. **Dollfus, G. F.** Essai sur l'étage Aquitanien. Bull. Serv. Carte Géol. France, XIX. N° 124, 1908/09, p. 379 à 506.

44. **Douxami, H.** Etudes sur les Terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. 1re Thèse, présentée à la Faculté des Sciences de Lyon 1896. Masson et Co., Paris 1896.

45. **Douxami, H.** Etude sur la Molasse rouge. Ann. Soc. Linn. de Lyon, t. LI, Lyon 1904, p. 1—32.

46. **Escher-Hess, C.** Über einige Vorkommnisse der oligozänen und miozänen Molasse und Nagelfluh der östlichen Schweiz. Mit 4 Tafeln. Zürich, Orell-Füssli 1907, p. 1—44.

47. **Escher v. d. Linth, A.** Bemerkungen über das Molassegebilde der östlichen Schweiz. Mitt. Natf. Ges., Zürich, Heft I, Nr. 7, p. 97—112, 1847.

48. **Escher v. d. Linth, A.** Die Sentisgruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 13. Lfg., 1878 (speziell p. 58—60 und p. 225).

49. **Eugster, H.** Geologische Profile im östlichen Teil der sanktgallisch-appenzellischen Molasse. In: Poststrassen im Appenzellerland. Herausgegeben v. d. Eidg. Postverwaltung. 1934.

50. **Frei, R.** Monographie des schweizerischen Deckenschotters. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 37. Lfg., 1912, p. 1—182.

51. **Frei, R.** Geologische Untersuchungen zwischen Sempachersee und oberm Zürichsee. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 45. Lfg., 1914.

52. **Fröhlicher, H.** Nachweis von Fischschiefern mit Meletta in der subalpinen Molasse des Entlebuchs. Eclogae geol. Helv., Vol. 24, 1931, p. 241.

53. **Fröhlicher, H.** Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch (Kt. Luzern). Mit 8 Fig. und 2 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 67. Lfg., 1933.

54. **Fröhlicher, H.** Unterstampische Molasse im Flyschgebiet der Fähnern bei Appenzell. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 539—541.

55. **Fröhlicher, H.** Über den Einfluss alter Durchbruchstäler auf den Bau des Alpen-Nordrandes. Eclogae geol. Helv., Vol. 34, 1941, p. 194—198.

56. **Früh, J.** Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Mit 17 Fig. und 4 Tafeln. Neue Denkschr. der allg. schweiz. Ges. für die ges. Naturwissenschaften, Bd. XXX, 1890.

57. **Geiger, E.** Petrographie der Molasse. Mitt. der Thurg. Natf. Ges., Heft XXIX, 1933, p. 115—128.

58. **Geiger, E.** Über Vorkommen und Bildung des Pyrites im allgemeinen und im besonderen in der thurgauischen Molasse. Mitt. der Thurg. Natf. Ges., Heft XXXI, 1938, p. 75—88.

59. **Geologischer Führer der Schweiz.** Herausgegeben v. d. Schweiz. Geol. Ges. bei Anlass ihrer 50. Jahresfeier. Wepf & Co., Basel 1934.

60. **Gerber, Ed.** Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 50. Lfg., II. Abt. 1925, p. 45.

61. **Gümbel, C. W.** Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha (Perthes) 1861.

62. **Gutzwiller, A.** Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX des eidg. Atlas. Mit 2 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 14. Lfg , I. Abteilung, 1877.

63. **Gutzwiller, A.** Entwurf eines geologischen Profiles durch die Neckaralpen. Mit 2 Tafeln. Jahrbuch sanktgall. naturw. Ges. pro 1879/80. St. Gallen, p. 290—304.

64. **Habicht, K.** Geologie des Stockberggebietes, Toggenburg. Vorläuf. Mitteil. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen, XIII. Heft, Nr. 9, 1937, p. 283—287.

65. **Habicht, K.** Zur Kenntnis der inneren subalpinen Molasse zwischen Toggenburg und Sitter. Verh. Schweiz. Natf. Ges., Chur 1938, p. 153—154.

66. **Habicht, K.** Zur Kenntnis der inneren subalpinen Molasse zwischen Toggenburg und Sitter. Mit 1 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 31, 1938, p. 370—373.

67. **Habicht, K.** Geologie des Stockberggebietes. Diplomarbeit der Universität Zürich, eingereicht im Juni 1938, Manuskript.

68. **Habicht, K.** Zur Geologie der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal. Eclogae geol. Helv., Vol. 36, 1943, p. 202—203.

69. **Haus, H.** Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miocaenen Nagelfluh des oberen Emmentales und deren Bedeutung für die Tektonik des Alpenrandes. Mit 3 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 667—677.

70. **Haus, H.** Profil durch die subalpine Molasse und den Alpenrand zwischen Marbach und Schrattenfluh. Ausgeteilt anlässlich der Exkursion der S. G. G. 1936.

71. **Haus, H.** Beziehungen zwischen Molasse und Alpenrand im Abschnitt Entlebuch-Thunersee. Eclogae geol. Helv., Vol. 29, 1936, p. 507—514.

72. **Haus, H.** in Arbenz, P., Gerber, E., Haus, H., Rutsch, R.: Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Molasse des Emmentales bis in die Alpenrandkette. Eclogae geol. Helv., Vol. 29, 1936, p. 515—543.

73. **Haus, H.** Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kanton Bern), ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse und des Alpenrandes. Mit 14 Textfig. und 3 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 75. Lfg., 1937.

74. **Heim, Albert.** Das Säntisgebirge. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 16. Lfg., 1905, speziell p. 129—130 (M. Jerosch), p. 606, 608 ff., 634, 640.

75. **Heim, Albert.** Geologie der Schweiz. Bd. I, p. 40—196. Mit Nachträgen. Leipzig 1919.

76. **Heim, Arnold.** Westlicher Teil des Säntisgebirges. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 16. Lfg., 1905, speziell p. 445—451.

77. **Heim, Arnold.** Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Mit 2 Tafeln. Vierteljahrsschrift d. natf. Ges. Zürich, Jahrgang 51, 1906, p. 441—461.

78. **Heim, Arnold.** Die Erscheinungen der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand. Vierteljahrsschrift d. natf. Ges. Zürich, Jahrgang 51, 1906, p. 461—472.

79. **Heim, Arnold.** Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. Text und Atlas. Speziell: 1. Teil (1910), p. 15—130 und 4. Teil (1917), p. 634—639. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 20. Lfg., 1910—1917.

80. **Heim, Arnold** und **Hartmann, Ad.** Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. Mit 13 Tafeln und 36 Fig. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, VI. Lfg., 1919 (speziell p. 3).

81. **Heim, Arnold.** Neue Beobachtungen am Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal. Eclogae geol. Helv., Vol. XVII, 1922, p. 347—349.

82. **Heim, Arnold.** Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten. Mit 1 Karte, 1 Tafel, 23 Fig. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 53. Lfg., 1923, p. 1—51.

83. **Heim, Arnold** und **Baumberger, E.** Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlbergs. Mit 2 Tafeln und 14 Textfiguren. Vierteljahrsschrift der natf. Ges. Zürich, Jahrgang LXXIII, 1928, p. 1—64.

84. **Heim, Arnold.** Über Bau und Alter des Alpennordrandes. Eclogae geol. Helv., Vol. 21, 1928, p. 73—80.

85. **Heim, Arnold.** Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes. Ecolgae geol. Helv., Vol. 25, 1932, p. 223—231.

86. **Herbordt, O.** Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil-Pfäffikon am Zürichsee. Mit 2 Fig. und 2 Tafeln. Inaug. Diss. Univ. Zürich 1907.

87. **Hürzeler, J.** Alter und Facies der Molasse am Unterlauf des Talent zwischen Oulens und Chavornay. Mit 2 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 33, 1940, p. 191—194.

88. **Jäckli, J.** Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). Eclogae geol. Helv., Vol. 34, 1941, speziell p. 92—98.

89. **Kaufmann, F. J.** Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. Mit 1 Karte und 17 Profilen. Neue Denkschr. der allg. schweiz. Ges. für die ges. Naturwissenschaften, Bd. XVII, 1860, speziell p. 84—133.

90. **Kaufmann, F. J.** Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Mit 6 Taf. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 11. Lfg., 1872, p. 199—364.

91. **Kaufmann, F. J.** Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug usw. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 14. Lfg., II. Abt., 1877.

92. **Kesseli, E.** Neuere Ansichten über die Tektonik der subalpinen Molasse zwischen Linth und Rhein. Mit 1 Doppeltafel und 1 Profiltafel. Jahrb. d. sanktgall. naturw. Ges., Bd. 61 (1925), St. Gallen 1926, p. 147—169.

93. **Kissling, E.** Die Fauna des Mittel-Oligocäns im Berner Jura. Abh. d. Schweiz. paläont. Ges., Vol. XXII, p. 18—74 speziell p. 18—20 und Tafel I und Tafel IV., 1895.

94. **Kleiber, K.** Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone. Eclogae geol. Helv., Vol. 30, 1937, p. 419—430.

95. **Kopp, J.** und **Martin, G. P. R.** Die Hauptaufschiebung der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Ägerisee. Mit 2 Textfiguren. Eclogae geol. Helv., Vol. 31, 1938, p. 387—394.

96. **Kraus, E.** Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäus. Abh. d. natf. Ges. zu Danzig, Bd. I, 1923.

97. **Kraus, E.** Geologische Forschungen im Allgäu. Geol. Archiv, München, Heft 1—5, Februar 1927 (p. 168—179).

98. **Kraus, E.** Der orogene Zyklus und seine Stadien. Zentralblatt f. Min. etc. Abt. B, Nr. 6, Jahrgang 1927, p. 216—233.

99. **Kraus, E.** Westalpiner Flysch, Miozän. Abriss der Geologie von Bayern, herausgegeben v. M. Schuster, 1928, p. 111—113 und 125—136.

100. **Kraus, E.** Über Flysch und Molasse im Allgäu. (Veröffentlichung aus dem Geol. Paläont. Inst. der Univ. Riga, Nr. 15). Geol. Rundschau, 1929, p. 146—158.

101. **Kraus, E.** und **Reis, O. M.** Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000: Blatt Immenstadt Nr. 856 (Die Molasse p. 18—68). Bayerisches Oberbergamt, München 1929.

102. **Kraus, E.** Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000: Blatt Fischen, Nr. 874 (speziell p. 7—11). Bayerisches Oberbergamt, München 1931.

103. **Kraus, E.** Geologie des Mittelallgäus (Blatt Kempten 1 : 100 000). Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. 69, Abt. B 1932, p. 189—256.

104. **Kraus, E.** Über den ultrahelvetischen Kreideflysch, Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 45—50, speziell p. 49.

105. **Kraus, E.** Über Sandsteinwülste. Mit 1 Textfig. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 87, 1935, p. 354—360.

106. **Kraus, E.** Mechanische Wirkungen von Wasser und Wind auf der Erdkruste und Dünen. Bodenkunde. Verwitterung. In: Gutenberg, Handbuch der Geophysik, Berlin, Bornträger, 1940.

107. **Kraus, E.** Ergebnisse der nordalpinen Flyschforschung. Mit 1 Fig. Geol. Rundschau, Bd. 32, Heft 3, 1941. (Molasse, speziell p. 288—292 und 298—303, sowie tekton. Kartenskizze p. 299.)

108. **Krumbein, W. C.** Measurement and Geological Significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 11, Aug. 1941, p. 64—72.

109. **Leriche, M.** Les poissons de la Molasse suisse. Mém. de la Soc. pal. Suisse, Vol. XLVI, 1926/27 und Vol. XLVII, 1927/28.

110. **Leupold, W.** und **Maync, W.** Das Auftreten von Choffatella, Pseudocyclammina, Lovčenipora (Cladocoropsis) und Clypeina im alpinen Faziesgebiet. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 129—139.

111. **Leupold, W.** und **Bigler, H.** Coscinoconus, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 606—624.

112. **Leupold, W.** Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein (vorläufige Mitteilung). Eclogae geol. Helv., Vol. 30, 1937, p. 1—23.

113. **Leupold, W., Tanner, H.** und **Speck, J.** Neue Geröllstudien in der Molasse. Verh. Schweiz. Natf. Ges., Sion 1942, p. 108—110.

114. **Liechti, W.** Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis (Kt. Bern). Mit 1 Fig. und 6 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 61. Lfg., 1928.

115. **Ludwig, A.** Flussgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung. Jahrb. d. Schweiz. Alpenclubs pro 1909/10, 45. Jahrgang, 1910, p. 225—249.

116. **Ludwig, A.** Nachträge zur Kenntnis der sanktgallisch-appenzellischen Molasse. Mit 1 Fig. Jahrb. d. sanktgall. naturw. Ges., Bd. 58, II. Teil, 1922, p. 153—175.

117. **Ludwig, A.** Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse zwischen Necker und Rhein. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1925, p. 146—147.

118. **Ludwig, A.** Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges. Verh. Schweiz. Natf. Ges. Freiburg, 1926, II. Teil, p. 194.

119. **Ludwig, A.** Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges. Eclogae geol. Helv., Vol. XX, 1926, p. 245—246.

120. **Ludwig, A.** Aus dem ostschweizerischen Molassegebiet. Mit 1 Profiltafel. Jahrb. d. sanktgall. naturw. Ges., Bd. 62, 1926, p. 81—100.

121. **Ludwig, A.** Profile durch die ostschweizerische Molasse. Für die Exkursion der S. G. G. anlässlich der Hauptversammlung der S. N. G. in St. Gallen vom 9.—11. September 1930.

122. **Ludwig, A.** Erläuterungen zu Atlasblatt 218—221 Flawil–Herisau–Brunnadern–Schwellbrunn. Geol. Atlas der Schweiz 1:25 000 (Atlasblatt 4), 1930, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G.

123. **Ludwig, A., Eugster, H.** und **Bächler, E.** Berichte über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft im sanktgallisch-appenzellischen Molasseland, im Fähneren- und Wildkirchligebiet. Mit 3 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 24, 1931, p. 125—157.

124. **Ludwig, A.** Die Nagelfluhzonen von Forst und Sommersberg bei Altstätten und Gais. Eclogae geol. Helv., Vol. 25, 1932, p. 255—256.

125. **Ludwig, A.** Molasse St. Gallen-Appenzell. Mit 1 Profiltafel. Geol. Führer der Schweiz. Fasc. XII. Exkursion Nr. 73 *a*, p. 877—884. B. Wepf & Co., Basel, 1934 (siehe Nr. 61).

126. **Mayer, Karl.** Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiärgebilde Europas. Verh. d. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwiss. 1857, p. 165—199.

127. **Mayer-Eymar, Ch.** Communications faites dans la session de la Soc. helvétique des sc. nat., tenue à Saint-Gall en août 1879. Archives des sc. phys. et nat., troisième Periode, tome II, Nr. 12, 15. Dez. 1879, Genève, p. 3—4.

128. **Mayer-Eymar, K.** Systematisches Verzeichnis der Kreide- und Tertiär-Versteinerungen der Umgegend von Thun, nebst Beschreibung der neuen Arten. Mit Tafeln I—VI. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Lief. 24, 2. Teil, 1887.

129. Eidg. Post- und Eisenbahndepartement: Untersuchungen in der Natur über Bettbildung, Geschiebe- und Schwebestofführung. Mitt. Nr. 33 des Amtes für Wasserwirtschaft, 1939, p. 1—114; Mitt. Nr. 34 des Amtes für Wasserwirtschaft, 1939, speziell p. 18—41.

130. **Mollet, H.** Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Mit 1 Karte, 1 Profil- und 1 Schwarztafel. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 47. Lfg., III. Abt., 1921.

131. **von Moos, A.** Über einige metamorphe Mineralien in der Molasse. Verh. Schweiz. Natf. Ges. Zürich 1934, p. 329—330.

132. **von Moos, A.** Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. Mit 9 Fig. und 10 Tab. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. Bd. XV, 1935, p. 169—265.

133. **Muheim, P. Fr.** Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. Mit 1 Fig. und 2 Tafeln. Eclogae geol. Helv., Vol. 27, 1934, p. 181—296.

134. **Müller, A.** Die mechanische und mineralogische Konstitution der Saanesande. Berichte der Schwyzerischen Natf. Ges., zweites Heft, 1936—1938, speziell p. 48—74.

135. **Niggli, P., Grubenmann, U.,** u. a. Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, V. Lfg., 1915.

136. **Ochsner, A.** Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. Mit 2 Tafeln. Promotionsarbeit E. T. H., 1921, speziell p. 70—107.

137. **Ochsner, A.** Über die subalpine Molasse zwischen Wäggital und Speer. Mit 2 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 649—658.

138. **de Quervain, F.** und **Gschwind, M.** Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. Herausgegeben v. d. Schweiz. Geotechn. Kommission. H. Huber, Bern, 1934.

139. **Renz, H.** Zur Geologie der östlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse. Mit 10 Textfig. und 9 Tafeln. Jahrb. d. sanktgall. naturw. Ges., Bd. 69 (1937 und 1938), 1937, p. 1—128.

140. **Renz, H.** Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Preisarbeit der Univ. Zürich pro 1935/36. Mit 2 Tafeln. Eclogae geol. Helv., Vol. 30, 1937, p. 87—214.

141. **Renz, Otto.** Über Aufarbeitung von Foraminiferen im Jungtertiär östlich des Trasimenischen Sees (Umbrien). Eclogae geol. Helv., Vol. 29, 1936, p. 325—335.

142. **Richter, M.** Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Allgäuer Molasse. Mit Tafeln VIII und IX. Geol. Rundschau, Bd. XVII *a*, 1926, p. 317—362.

143. **Richter, M.** Neue Spezialforschungen im Allgäu. Geol. Rundschau, Bd. 19, 1928, p. 51—62.

144. **Richter, M.** Zur Altersfrage der oberbayerischen Oligozänmolasse. Zentralblatt f. Min. etc. Abt. B, 1932, p. 427—434.

145. **Richter, M.** Die Gliederung der subalpinen Molasse. Neues Jahrb. f. Min. etc., Abt. B, 83; Beilage-Band 1940, p. 1—45.

146. **Richter, Rud.** Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. I. Gefliess-Marken, Abb. 1—12. Senckenbergiana, Bd. 17, Nrn. 5/6, 1935, p. 244—264.

147. **Richter, Rud.** Marken und Spuren im Hunsrück-Schiefer. II. Schichtung und Grund-Leben. Senckenbergiana, Bd. 18, Nrn. 3/4, 1936, p. 215—244.

148. **Richter, Rud.** Marken und Spuren aus allen Zeiten. I—II. Mit Abb. 1—14. Senckenbergiana, Bd. 19, Nrn. 3/4, 1937, p. 150—169. (I. Wühl-Gefüge durch kotgefüllte Tunnel [Planolites montanus n. sp.] aus dem Ober-Karbon der Ruhr, p. 151—159.)

149. **Ritter, E.** Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, p. 387—411.

150. **Rollier, L.** Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. Avec 2 pl. Neue Denkschr. der Schweiz. Natf. Ges., Bd. XLVI, Abh. 1, 1911.

151. **Rutsch, R.** Geologie des Belpbergs. Mit 9 Tafeln und 9 Fig. Mitt. d. natf. Ges. Bern a. d. Jahre 1927, Bern 1928.

152. **Rutsch, R.** Ein Fall von Einregelung bei Mollusken aus dem Vindobonien des bernischen Seelandes. Eclogae geol. Helv., Vol. 29, 1936, p. 599—607.

153. **Saxer, F.** Das Molasseprofil an der Sitter. Eclogae geol. Helv. 1936, Vol. 29, p. 506—507.

154. **Saxer, F.** Die Molasse am Alpenrand zwischen der Sitter und dem Rheintal. Mit 1 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 31, 1938, p. 373—375.

155. **Schardt, H.** und **Meyer, H.** Die geologischen Verhältnisse des Stau- und Kraftwerkes Wäggital. Mit 3 Tafeln und 6 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, 1924, p. 525—544.

156. **Schlatter, L. E.** Neue geologische Untersuchungen im mittleren Säntisgebirge. Mit 2 Textfig. und 9 Tafeln. Separatdruck a. d. Bericht (Jahrb.) d. sanktgall. naturw. Ges., Bd. 70, 1941, St. Gallen, 1941.

157. **Schmidt, C.** Geolog. Begutachtung des Rickentunnels. 1903, speziell p. 5—10.

158. **Schmidt, C.** Eclogae geol. Helv., Vol. IX, 1907, Fig. 1 und 2 auf Pl. 12.

159. **Schmidt, W.** Tektonik und Verformungslehre. Bornträger, Berlin 1932.

160. **Schwarz, A.** Die Ausbreitungsmöglichkeiten der Hydrobien. «Natur und Museum» (Senckenbergiana), 59. Bericht, Heft 1, 1929, p. 50—51.

161. Schweiz. Bundesbahnen, Generaldirektion: Monatsbulletins, Vortrieb Rickentunnel. Speziell: Bulletin Nr. 25 pro Februar 1906 bis und mit Bulletin Nr. 50 pro März 1908.

162. **Senn, A.** Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 51—113, speziell p. 96—99.

163. **Staub, R.** Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Mit 8 Tafeln. Denkschr. der Schweiz. Natf. Ges., Bd. LXIX, Abh. 1, 1934.

164. **Stehlin, H. G.** Über die Grenze zwischen Oligocaen und Miocaen in der Schweizer Molasse. Eclogae geol. Helv., Vol. VII, 1901/02, p. 360—365.

165. **Stehlin, H. G.** Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. Verh. d. natf. Ges. Basel, 25, 1914, p. 179—202.

166. **Stehlin, H. G.** Säugetierpalaeontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. Eclogae geol. Helv., Vol. XVI, 1922, p. 575—581.

167. **Stehlin, H. G.** Über das Alter des Vaulruzsandsteins. Eclogae geol. Helv., Vol. 31, 1938, p. 293—296.

168. **Studer, B.** Beyträge zu einer Monographie der Molasse. Mit 2 Tafeln. Bern 1825.

169. **Studer, B.** Geologie der Schweiz. 2. Bd., III. Teil: Das Hügelland, p. 345—458. Bern und Zürich, 1853.

170. **Trusheim, F.** Trockenrisse mit Hydrobienfüllung im Schlickwatt. «Natur und Museum» (Senckenbergiana), 59. Bericht, Heft 1, 1929, p. 52—54.

171. **Trusheim, F.** Rippeln im Schlick. «Natur und Museum», 59. Bericht, Heft 1, 1929, p. 72—79.

172. **Tschachtli, B. S.** Gliederung und Alter der Couches rouges und Flysch-Massen in der Klippen- und Simmen-Decke der Préalpes am Jaunpass (Simmental). Eclogae geol. Helv., Vol. 32, 1939, p. 39—46.

173. **Twenhofel, William H.** Treatise on Sedimentation. Baltimore, The Williams & Wilkins Company, 1932.

174. **Vonderschmitt, L.** Neue Fossilfunde im Flysch des Val d'Illiez (Valais). Eclogae geol. Helv., Vol 28, 1935, p. 550—553.

175. **Walther, J.** Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 2. Teil, die Lebensweise der Meerestiere. 1893, speziell p. 439.

176. **Walther, J.** Über die Lebensweise fossiler Meerestiere (Faciesfossilien, p. 228). Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 49, Heft 2, Jahrgang 1897, p. 209—273.

177. **Weiler, W.** Die Fischfauna der unteren und oberen Meeresmolasse Oberbayerns. Neues Jahrb. f. Min. etc. Abt. B, Beilage-Band 68, 1932, p. 305—352.

178. **Weithofer, K. A.** Die Oligozänablagerungen Oberbayerns. Mitt. geol. Ges. Wien, X. Bd, 1917, Heft 1—2, Wien 1918, p. 1—125.

179. **Weithofer, K. A.** Molasse und Alpenrand in Oberbayern. I., II. und III. Zentralblatt f. Min. etc. Abt. B, Nr. 5, 1932, p. 225—239; Abt. B, Nr. 1, 1934, p. 1—12; Abt. B, Nr. 9, 1934, p. 353—368.

180. **Wenz, W.** Die Öpfinger Schichten der schwäbischen Rugulosakalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Vereines, N. F., Bd. V, Heft 2, 1916, p. 162—196.

181. **Wenz, W.** Die Thalfinger Schichten der schwäbischen Rugulosakalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Vereines, N. F., Bd. VII, 1918, p. 6—29.

182. **Wolff, W.** Die Fauna der südbayerischen Oligozänmolasse. Palaeontographica, Bd. 43, 1897.

183. **Zingg, Th.** Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. XV, 1935, p. 39—140.

2. Geologische Karten

184. **Buxtorf, A., Tobler, A.** u. a. Geologische Vierwaldstätterseekarte 1: 50 000. Spezialkarte 66 *a* mit Profiltafel 66 *b*, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1916.

185. Geol. Karte der Schweiz 1: 100 000. Blatt IX (Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans), herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1875.

186. **Heim, Albert.** Säntisgebiet 1: 25 000, Tafel XIV in Lit. 74, Spezialkarte Nr. 38, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1905.

187. **Heim, Arnold.** Westende der Säntisgruppe 1: 25 000. Tafel VI in Lit. 77, Spezialkarte Nr. 37, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1905.

188. **Heim, Arnold** und **Oberholzer, J.** Geologische Karte der Gebirge am Walensee 1: 25 000. Spezialkarte Nr. 44, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1907.

189. **Ludwig, A.** Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000. Bl. 218—221 (Flawil–Herisau–Brunnadern–Schwellbrunn); herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1930.

190. **Oberholzer, J.** und **Heim, Alb.** Geologische Karte der Glarneralpen 1: 50 000. Spezialkarte Nr. 50, herausgegeben v. d. Geol. Komm. S. N. G., 1910.

191. **Oberholzer, J., Ochsner, A.** u. a. Geologische Karte des Kantons Glarus 1: 50 000, Spezialkarte Nr. 117, herausgegeben von der Geol. Komm. S. N. G., 1942.

Topographisch-geologische Übersicht

Näher untersucht wurde das innerhalb folgender Grenzen liegende Gebiet (vgl. Tafeln I und II):
NW- und N-Grenze: Kappel–Hemberg–Urnäsch–Weissbad (App. I.-Rh.);
SSE-Grenze: Nordrand des Säntisgebirges–Stein (Toggenburg)–Speer–Schänis;
W-Grenze: Schänis–Maseltrangen–Regelstein–Kappel.

Die so umrissene Region erstreckt sich auf folgende Siegfriedblätter (vgl. Tafel I): 234 Kappel (Südostteil), 235 Hochalp (ohne Nordwestzipfel), 238 Schwende (Nordwestteil), 233 Uznach (Ostteil), 236 Ebnat, 237 Stockberg (Nordwestteil), 247 Schänis (Ostteil), 250 bis Speer (Nordteil) und 251 Alt St. Johann (Nordwestzipfel).

Die **morphologisch-hydrographische Gliederung** (vgl. Tafeln I und IV) ist recht mannigfaltig. Das Gebiet westlich des Bergkammes Speer–Schorhüttenberg–Tanzboden–Regelstein–Ricken entwässert zur Linthebene. Die zentrale Region wird von der Thur durchflossen, die bis unterhalb Kappel eine allgemein nordwestliche Richtung innehält. Sie empfängt von links die Weissthur (unterhalb Stein), den Ïenbach (bei Nesslau) und den Steintalerbach aus dem Steintal (bei Ebnat), von rechts die Luthern (bei Nesslau). Ein östlich anschliessender Sektor, der jedoch nach S nicht bis zum Alpenrand reicht, wird vom Necker und seinem rechtsseitigen Zufluss, dem Zwieslenbach, entwässert. Weiter nach E zu gelangen wir, auf Appenzellergebiet übertretend, ins Tal der Urnäsch, die vom Nordrand des Säntisgebirges aus in allgemein nördlicher Richtung fliesst und unterhalb der gleichnamigen Ortschaft von rechts den Weissbach (auch Kronbach genannt) empfängt. Der östliche Abschnitt wird von der Sitter und ihrem linksseitigen Zufluss, dem bei Weissbad mündenden Weissbach, entwässert.

Die bedeutendste Erhebung ist der Speer (1954 m); von ihm aus strahlen zwei Quertäler: Tal des Wengibaches (nach NW hin) und Steintal (nach N hin), und zwei Längstäler: Ïental (nach NE) und Tal der Weissthur (nach ENE). Die Nagelfluhkette des Speers endigt im E im Stockberg, der nächst bedeutenden Erhebung. Vom zentralen Teil des Gebietes aus zieht sich nach ENE der ausgedehnte Nagelfluhzug Hübschholz–Pfingstboden–Kronberg, der im S von den Tälern der Luthern und des Weissbaches begrenzt wird.

Am **geologischen Aufbau** des Gebietes sind folgende Hauptelemente beteiligt (vgl. Tafel I): Zone der granitischen Molasse (I); Gäbriszone s. l. (II); Kronbergzone s. l. (III) und Speerzone s. l. (IV). Die Südgrenze wird vom geologischen Alpenrand gebildet. Das Untersuchungsgebiet gehört somit fast ganz der gefalteten und geschuppten subalpinen Molasse an; nur im NW reicht es gerade noch bis in die aufgerichtete mittelländische Molasse hinein (Zone der granitischen Molasse).

Bisherige geologische Arbeiten

A. Karten

Als einzige das ganze Aufnahmegebiet umfassende geologische Kartierung ist die auf Blatt IX der Geologischen Karte der Schweiz 1 : 100 000 enthaltene von A. Gutzwiller (Lit. 185) zu erwähnen. Trotz des kleinen Maßstabes enthält diese Karte viele wichtige Feststellungen und bildet den Ausgangspunkt aller spätern Untersuchungen dieses Gebietes. Von den neuern Detailkartierungen greifen einige randlich auf mein Untersuchungsgebiet über; es sind hier zu erwähnen die Karten von Arn. Heim (Westende des Säntisgebietes 1 : 25 000, Lit. 187), Alb. Heim (Geologische Karte des Säntisgebietes 1 : 25 000,

Lit. 186) und Arn. Heim und J. Oberholzer (Geologische Karte der Gebirge am Walensee 1 : 25 000, Lit. 190). Auf den genannten Karten gelangen indessen in erster Linie die südlich anschliessende Kreidekette und die benachbarten Flyschgebiete zur Darstellung. Als einzige genaue Molassekartierung nenne ich diejenige auf der Geologischen Karte des Kantons Glarus 1 : 50 000 (Lit. 191), deren Molasseanteil, von A. Ochsner bearbeitet, gerade den Südrand meines Aufnahmegebietes erreicht. Von den z. T. annähernd fertiggestellten, aber noch revisionsbedürftigen Kartenblättern 1 : 25 000 von A. Ludwig reichen in das Untersuchungsgebiet Blatt Hochalp (235) und Blatt Schwende (238).

B. Beschreibungen und Profile

Auch was geologische Beschreibung und Profile betrifft, bildet die Gutzwillersche Arbeit (Lit. 62) die Grundlage der späteren; schon vorher hatte freilich F. J. Kaufmann (Lit. 89) wertvolle Hinweise gegeben, die sich aber auf die Gegend von Rieden, Gommiswald, Kappel und Hemberg beschränkten. Von Gutzwiller besitzen wir ausserdem eine Spezialarbeit (Lit. 63) über das Gebiet der «Neckaralpen», d. h. die Gegend zwischen Luthern- und Urnäschtal. Die Arbeiten von Alb. Heim (Lit. 74) und speziell von Arn. Heim (Lit. 76, 77, 79 und 81) enthalten manche Beobachtung vor allem über die dem Säntisgebiet unmittelbar benachbarten Teile der subalpinen Molasse; mehrere Publikationen von J. Cadisch (Lit. 37, 39, 40) betreffen paläogeographische, stratigraphische und tektonische Probleme der subalpinen Molasse.

Mit besonderer Liebe hat sich A. Ludwig den ostschweizerischen Molasseproblemen gewidmet (Lit. 59, p. 118—124), der erste Nachweis marin-brackischen Stampiens am Nordrande des Säntisgebirges geht auf diesen Autor zurück (Lit. 118). In einer kurzen Notiz (Lit. 6) versucht E. Baumberger die von ihm in der Zentralschweiz angenommene tektonische Hauptgliederung der subalpinen Molasse auf die subalpine Molasse der Ostschweiz zu übertragen. Von paläontologischem Interesse sind die kurzen Mitteilungen Baumbergers (Lit. 10 und 11) und H. G. Stehlins (Lit. 166). Eine vorläufige Mitteilung A. Ochsners (Lit. 137) über die Geologie der Wäggitaler Molasse geht auch kurz auf die Tektonik auf der Ostseite der Linthebene ein; schliesslich gibt H. H. Renz in Lit. 140 eine übersichtliche Darstellung insbesondere der tektonischen Verhältnisse der ostschweizerischen subalpinen Molasse, die allerdings durch seitherige Untersuchungen nicht in allen Teilen bestätigt worden ist.

Die aufgerichtete mittelländische Molasse

(Granitische Molasse, Aquitan)

Begrenzung

Wie schon im Abschnitt «topographisch-geologische Übersicht» erwähnt wurde, liegt nur die südliche Randpartie dieser Zone (I auf Tafel I) innerhalb des Untersuchungsgebietes [1]). Dieser Randstreifen zieht sich von Kloster Berg Sion (S. A.-Blatt 233 Uznach, vgl. Tafel II) aus über Rittmarren dem Nordwestabhang des Regelsteins entlang nach ENE, um das Thurtal bei Scheftenau zu queren. Östlich der Thur streicht er, zunächst auf dem Gebiet des S. A.-Blattes 234 Kappel, über Vogelegg nach Hemberg und erreicht dann den Necker bei Neckerau. Die weitere östliche Fortsetzung der Schichtserie liegt zwar schon ausserhalb des Untersuchungsgebietes, ist jedoch aus Tafel I zu ersehen. Sie quert die Urnäsch SE Waldstatt (S. A.-Blatt 221) knapp nördlich der bekannten stampischen «Teufelsmauern» (Lit. 122, Erläuterungen zu Blatt Herisau–Schwellbrunn des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 von A. Ludwig) und erreicht dann die Sitter NW von Haslen.

Lithologie und Stratigraphie

Eingehendere lithologische und stratigraphische Beschreibungen der granitischen Molasse finden sich bei Gutzwiller (Lit. 62), Arn. Heim (Lit. 83), Ludwig (Lit. 123, p. 260) und Renz (Lit. 139, p. 54 ff.). Für das Thurgebiet im speziellen hat C. Schmidt (Lit. 157) anlässlich der Begutachtung des Rickentunnels eine treffende Beschreibung der auf beiden Seiten des Rickentobels (vgl. Tafel I) aufgeschlossenen granitischen Molasse (sog. Bildhauserschichten) gegeben, auf die hier verwiesen sei.

Von Uetliburg bei Gommiswald (vgl. Tafel II) erwähnt er Nagelfluh innerhalb des granitischen Sandsteins. Bei diesem Vorkommen — sowie bei einem ähnlichen, 600 m W des Klosters Berg Sion aufgeschlossenen — handelt es sich um im granitischen Sandstein eingelagerte Schnüre von Kleingeröll von ausgesprochen buntem Charakter (Hohe-Rone-Typus). Ein weiteres, bisher noch nicht erwähntes Nagelfluhvorkommen desselben Charakters liegt ziemlich genau im Streichen des Aufschlusses von Uetliburg: Ca. 300 m WSW von Rittmarren (vgl. Tafel II) trifft man am Weg von ca. 1000 m an aufwärts im granitischen Sandstein wiederum bunte Nagelfluh vom Hohe-Rone-Typus, d. h. solche mit ausgesprochener Vormacht von roten Graniten, Granitporphyren und chloritischen Gneisquarziten unter den grösseren Geröllen.

Diese Nagelfluheinlagerungen weisen darauf hin, dass der granitische Sandstein dieses Gebietes mindestens zu einem beträchtlichen Teile noch vom aquitanen Hohe-Rone-Schuttfächer (im SW des Zürichsees) abzuleiten ist; die Belieferung aus dem Gäbris-Schuttfächer (vgl. Tafel I) war wahrscheinlich nicht so bedeutend, fehlen doch analoge Einlagerungen vom Gäbristypus [2]) hier ganz.

Der südlichste Teil der granitischen Molasse wurde seinerzeit beim Bau des Rickentunnels vollständig durchfahren. Leider sind die hierüber veröffentlichten Notizen (Monatsbulletins der Schweizerischen Bundesbahnen, Lit. 161, und «Bodensee–Toggenburg–Zürichsee», Denkschrift, herausgegeben vom sanktgallischen Ingenieur- und Architekten-Verein, Lit. 26) sehr knapp, und es existiert auch keine einigermassen vollständige Handstücksammlung des Tunnelprofils. Aus dem vorhandenen Material lässt sich jedoch schliessen — und die Tagesaufschlüsse vor allem im benachbarten Thurgebiet unterstützen diesen

[1]) Damit ausdrückliche Hinweise auf die beigegebenen Tafeln I—IV nicht zu oft wiederholt werden müssen, sei hier ausdrücklich auf die Benützung derselben bei der Lektüre des Textes verwiesen.

[2]) Kalknagelfluhen mit untergeordneter Führung von metamorphen Kristallingeröllen und bunte Nagelfluhen mit höchstens ca. 25% Kristallingeröllen. Näheres vgl. H. Renz, Lit. 139.

Schluss —, dass die Zone des nordfallenden granitischen Sandsteins vom Tunnel-Nordportal an nur bis ca. km 3,230 angefahren wurde. Die von hier an südwärts folgenden Serien müssen eine neue tektonische und stratigraphische Deutung erfahren (vgl. darüber den folgenden Abschnitt «Die Nordgrenze der subalpinen Molasse zwischen Necker und Thurgebiet»).

Relativ gute und vollständige Aufschlüsse in der granitischen Molasse finden sich zu beiden Seiten des Talbodens der Thur im Abschnitt N Kappel (am Nordrand von Tafel II z. T. noch berücksichtigt). Auf der linken Talflanke wurden die massigen Bänke des granitischen Sandsteins zwischen dem Rickenbachtobel (vgl. Tafel I) und Scheftenau (vgl. Tafel II) an mehreren Stellen ausgebeutet. Grössere natürliche Aufschlüsse liegen im Tobel Mettlen–Scheftenau auf der linken Talseite und am Nordhang des Gehrenbachtobels auf der rechten Talseite (vgl. Tafel II), ferner im Tobel unweit N Vogelegg (vgl. Tafel II) und im Tobel nördlich Bad Hemberg, direkt westlich des zuletzt genannten Ortes.

Das schönste und vollständigste Profil liefert jedoch das tiefe Tobel des Neckers in der Gegend von Neckerau (Blatt 234 Kappel; vgl. Tafel II); es beginnt ca. 20 m südlich des Neckersteges (Koord. 732,075/240,720) am rechten Flussufer und endigt ca. 550 m weiter flussabwärts.

Als wesentliche Merkmale dieser in ca. 240 m Mächtigkeit fast ununterbrochen aufgeschlossenen Schichtfolge sind hervorzuheben:

1. Die häufigen Einschaltungen von kalkreichen, feinkörnigen Glimmersandsteinbänken und von vorwiegend graugrünen, seltener bläulich-grauen, glimmerig-sandigen weichen Mergeln; beides scheint in gleicher Ausbildung im limnischen Stampien (Chattien) meines Untersuchungsgebietes zu fehlen.
2. Die relativ grosse, bis gegen 20 m erreichende Mächtigkeit der einzelnen granitischen Sandsteinbänke und ihr bedeutender, bis gegen 30 % betragender Anteil am Gesamtprofil.

Wie schon Ludwig (Lit. 123) bemerkte, ist angesichts des nur recht untergeordneten Auftretens rotgefärbter Mergel die Bezeichnung «Rote Molasse» für diese und die hangenderen Schichtserien der granitischen Molasse insbesondere im appenzellischen Abschnitt nicht anwendbar. Etwas mehr Berechtigung hat diese Namengebung erst für die westliche Fortsetzung dieses Aquitanstreifens im Gebiete des Etzels und der Hohen Rone S des Zürichsees, doch bilden auch dort ausgesprochen violettrot gefärbte Mergel nur einen untergeordneten Prozentsatz innerhalb des gesamten Schichtprofils; die Bezeichnung «Rote Molasse» ist auch in jenem Abschnitt am besten zu vermeiden, da sie dort zu Verwechslungen mit der südlich benachbarten stampischen «Molasse Rouge» führen könnte.

Tektonik

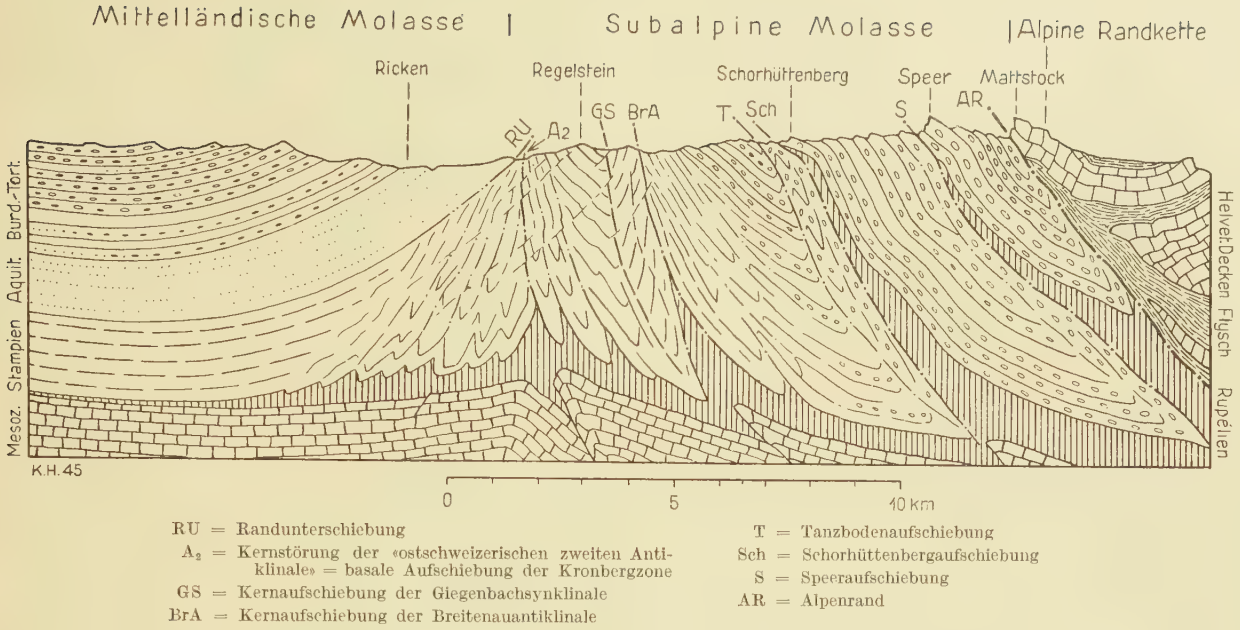
Die Zone der granitischen Molasse bildet in der Ostschweiz einen mehr oder weniger gleichförmig mittelsteil nach NNW einfallenden Schichtkomplex von ca. 1,5 km Mächtigkeit. Baumberger (Lit. 59, p. 71) und H. H. Renz (Lit. 140) zählen diese Zone bereits zur subalpinen Molasse, während ich es für besser halte, sie als den aufgerichteten Südrand der mittelländischen Molasse zu bezeichnen, wie dies auch von R. Staub (Lit. 163) vertreten wurde.

Der Südrand der Zone ist, wie unten noch näher begründet werden wird, im ganzen Untersuchungsgebiet ein anormaler (Unterschiebungs-)Kontakt (vgl. auch Fig. 1).

Von besonderem Interesse sind die Änderungen in der Lagerung der granitischen Molasse, die sich vom Querschnitt des Regelsteins an nach WSW hin vollziehen.

So fallen im unteren Mühlebachtobel zwischen Uznach und Schmerikon (S. A.-Blatt 232 Schmerikon), also westlich ausserhalb des Untersuchungsgebietes, die Schichten des granitischen Sandsteins, abgesehen von kleineren Störungen, generell noch 60—70° nach NNW, bei einem Streichen von N 70—73° E. Von hier an nach ENE nimmt das Fallen allgemein ab; bei Kloster Berg Sion messen wir Fallwinkel von ca. 40° nach NNW und am NNW-Hang des Regelsteins solche von 30—38°. Damit parallel geht eine allmähliche Änderung des Streichens auf N 55° E—N 60° E.

Demgegenüber ist das Streichen und Fallen der Zone östlich des Regelsteinquerschnittes viel gleichmässiger; wir messen hier Fallwinkel von 38—43° bei einem Streichen von N 55°—N 61° E; ähnliche Streich- und Fallwinkel messen wir auch im Urnäsch- und Sittergebiet.



RU = Randunterschiebung
A_2 = Kernstörung der «ostschweizerischen zweiten Antiklinale» = basale Aufschiebung der Kronbergzone
GS = Kernaufschiebung der Giegenbachsynklinale
BrA = Kernaufschiebung der Breitenauantiklinale
T = Tanzbodenaufschiebung
Sch = Schorhüttenbergaufschiebung
S = Speeraufschiebung
AR = Alpenrand

Fig. 1. Übersichtsprofil Ricken-Speer

In den eben beschriebenen Streichdifferenzen erkennen wir ein leichtes Zurückbiegen der Zone nach SSE im Sektor des Regelsteins, d. h. hinter dem widerstandbietenden Nagelfluhzentrum des Hörnlifächers; in der Steilerstellung der Schichten weiter westwärts dagegen eine Begleiterscheinung der tektonischen Aufsplitterung der aquitanen Molasse durch die Antiklinale von Feusisberg (Lit. 94) und weitere Lagerungsstörungen: eine Aufsplitterung, die zweifellos mit dem weitgehenden Zurücktreten von Nagelfluhen in diesem westlich benachbarten Sektor der subalpinen Molasse in Zusammengang steht.

Innerhalb des in meinem Untersuchungsgebiet gelegenen südlichen Randstreifens der Zone des granitischen Sandsteins habe ich deutliche Anzeichen von sekundären Antiklinalbiegungen und Sekundärstörungen ruschelzonenartiger Natur bisher nicht feststellen können; dass solche jedoch sicher an einzelnen Stellen vorhanden sind, zumindest in Form abnorm starkgeklüfteter und mit Rutschharnischen versehener Sandsteine, daraufhin weist eine Bemerkung in «Bodensee–Toggenburg-Zürichsee» (Lit. 26), laut welcher derartige Sandsteine im Rickentunnel zwischen km 2,750 und 2,850 ab Nordportal angetroffen wurden. Ich habe dies auf der Darstellung des «Übersichtsprofil Ricken–Speer» (Fig. 1) berücksichtigt. Stärkere Sekundärstörungen innerhalb der Zone der granitischen Molasse kommen, wie oben kurz erwähnt, weiter westlich vor, da, wo diese Zone bereits zu steilem NNW-Fallen aufgerichtet ist.

Die subalpine Molasse

I. Die Nordgrenze der subalpinen Molasse zwischen Necker und Linthgebiet (Randunterschiebung)

Die bisherigen Auffassungen über die Natur des Kontaktes der Zone der granitischen Molasse (Zone I auf Tafel I) mit den südlich anschliessenden antiklinalgestellten stampischen Schichten (Zonen II*a* und II*b* resp. II*f* und III*a* auf Tafel I) gingen etwas auseinander.

Alb. Heim (Lit. 75) vertrat die Ansicht, es folge südlich der Zone des granitischen Sandsteins eine einfach gebaute Fächerantiklinale; der Südrand der genannten Zone ist nach ihm in stratigraphischem Kontakt mit dem unterlagernden Stampien. Auch Arn. Heim (Lit. 83, p. 30, und Lit. 85, p. 228) betrachtet den fraglichen Kontakt als stratigraphisch; in Lit. 83, welche die Geologie der östlich benachbarten Vorarlbergermolasse behandelt, macht er aber auf die bemerkenswerte Stellung aufmerksam, welche dort die Zone des granitischen Sandsteins (granitische Molasse) in bezug auf die südlich folgende Zone von Inngrüne einnimmt: Die mittelsteil NNW-einfallende granitische Molasse überdeckt zwischen Rheintal und Bregenzeraach mit einem im Grundriss nach SSE konvexen Bogen diskordant die sowohl vom Rhein her nach ENE als auch von der Bregenzeraach her nach WSW unter sie hineinstreichenden steilgestellten Schichten der «nördlichen Antiklinale» (d. h. des nördlichen Teils der Zone von Inngrüne). Er erklärt dies damit, dass die nördliche Antiklinale bereits zur Zeit der Ablagerung des granitischen Sandsteins eine gewisse Auffaltung erfahren hätte, ähnlich wie das bei einer Diapirantiklinale der Fall ist (Pseudodiapir Arn. Heims in Lit. 85, p. 228).

Nach Kesseli (Lit. 92, p. 150) liegt im Rotbach-Sitter-Gebiet am Südrand der granitischen Molasse eine tektonische Diskordanz. Diese Diskordanz liegt jedoch über 400 m S unserer Randunterschiebung. Auch nach Ludwig (Lit. 123, p. 134 ff.) ist an der Urnäsch am Südrand der granitischen Molasse ein tektonischer Kontakt zu beobachten, und zwar eine sehr steil nordfallende Unterschiebung («Anschiebung») des limnischen Stampien (Chattien) unter das Aquitan, ebenso nach Renz (Lit. 140, p. 138), welcher den fraglichen Kontakt als saigere Schubfläche bzw. Schubzone bezeichnet und dafür den Namen «Teufelsmauern-Aufschiebung» verwendet.

A. Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme

Die vollständigen Tagesaufschlüsse am Südrand der Zone der granitischen Molasse und im südlich anschliessenden Stampiengebiet liegen zu beiden Seiten des Thurtals. Besonders wichtig sind die Aufschlüsse auf der E-Seite des Thurtals; wir geben deshalb zuerst eine Beschreibung derselben.

Hier folgt die SSE-Grenze der Zone der granitischen Molasse dem Tobel des 1,5 km unterhalb Kappel in die Thur einmündenden Gehrenbaches (vgl. auch Tafeln II—IV).

Während an der nördlichen Tobelseite bis zur Gabelung des Tobels bei ca. 870 m noch typischer granitischer Sandstein in mittelsteil nach NNW einfallender Lage ansteht, suchen wir im Bett des Gehrenbaches selbst vergeblich nach diesem Gestein. Statt dessen treffen wir im untersten Teil des Tobels von ca. 675 m bis 710 m und dann wieder in dem bei 870 m abzweigenden südlichen, in östlicher Richtung verlaufenden Tobelast und dessen Quellästen bei Gielen (vgl. Tafel II) und Fig. 2 auf eine Serie steil NNW-fallender oder senkrechter, von zahlreichen sekundären Störungen (Scherzonen u. dgl.) durchzogener Gesteine. Es handelt sich dabei um bräunlichgelb-blaugrünlich gefleckte, gelbliche, untergeordnet auch rötliche, schieferige, glimmerarme Mergel, zwischen denen Kalksandsteinbänke, vereinzelt auch solche granitischen Sandsteins, eingeschaltet sind.

Folgende Aufschlüsse verdienen besondere Erwähnung: 100—200 m NE des Tobelausganges N Hochwart (vgl. Tafel II) beobachtet man im Bachbett steil NNW-fallende, z. T. im Streichen abgedrehte Kalksandsteinbänke und stark zerscherte bunte Mergel mit den erwähnten Farbtönungen. Die letzteren sind teilweise von einem auffälligen, mittelsteil nach NNW fallenden Clivage und mittelsteil NNW-fallenden kleinen Längsbrüchen mit nach N vorgeschobenem unterem Flügel durchsetzt; die Kalksandsteine sind sehr stark geklüftet. Südlich anschliessend, ebenfalls noch im Bachbett, und an dem auf der linken Tobelseite verlaufenden Weg bemerkt man 2—3 N 55—60° E streichende, um die Senkrechte pendelnde Kalksandsteinbänke. Sie können als steilgestellter SSE-Flügel einer sekundären, zusammengepressten Antiklinale oder auch als normales Liegendes der eben erwähnten Aufschlüsse aufgefasst werden; manches spricht für die erste Deutung.

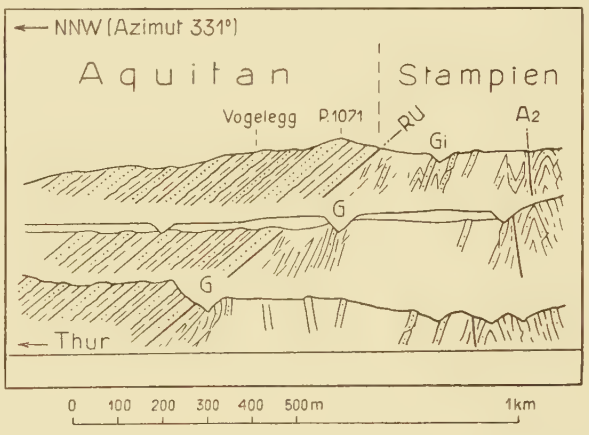
Bei ca. 870 m (Koord. 727,290/237,865, S. A.-Blatt 234 Kappel) gabelt sich das Tobel, wie bereits oben erwähnt, in einen nördlichen und einen südlichen Ast. Während der nördliche Tobelarm schon im untersten Teil ca. 40° nach NNW (genauer nach 325°) [1]) einfallenden granitischen Sandstein anschneidet, d. h. also bereits in der Zone des granitischen Sandsteins liegt, zeigen schon die untersten (nördlichsten) Aufschlüsse im südlichen Tobelast ein wesentlich steileres Einfallen nach NNW. Von N nach S fortschreitend, notieren wir dort folgendes Profil:

ca. 8 m 1. plattiger Kalksandstein und Mergelsandstein, um 60° NNW-fallend.
ca. 20 m Unterbruch.
ca. 8 m 2. Mergel und Kalksandstein, um 75—80° nach NNW einfallend.
ca. 5 m Unterbruch.
mehrere Meter 3. Kalksandstein, an Unterseite (im SSE) plattig, mit Mergelsandsteinzwischenlagen; oben dickbankig, tobelaufwärts mit merkwürdigen Löchern von ca. 1 cm Durchmesser auf der Unterseite (vgl. hierzu Renz, Lit. 139, p. 75—76), 75—80° NNW fallend.
ca. 15 m Unterbruch.
ca. 5 m 4. Kalksandstein, 80—82° nach 335° fallend.
ca. 3 m 5. Gelbe, tonige Mergel.

Bei 955 resp. 960 m teilt sich der südliche Tobelast in drei Quelläste auf. Die im nördlichen Arm angetroffene Serie besteht aus 60—85° NNW-fallenden bunten Mergeln (von den bereits oben erwähnten Tönungen) und einzelnen Kalksandsteinbänken. An einer Stelle (Koord. 728,500/238,040) beobachtet man jedoch W-E-streichende, ca. 60° südfallende Mergelsandsteine; dann 100 m weiter östlich sogar auf N 20° E abgedrehte, steil nach WNW fallende, kreuzgeschichtete Kalksandsteinbänke in überkippter Lagerung. Weitere, ganz lokale Abweichungen in den oft von Calcitharnischen durchzogenen Kalksandsteinbänken sind überall vorhanden. An einer Stelle weiter tobelaufwärts findet sich als Ausnahme eine Bank knauerigen, 70° NNW-fallenden granitischen Sandsteins (sog. «pseudogranitischer» Sandstein Ludwigs Lit. 122, p. 5, nicht zu verwechseln mit dem aquitanen granitischen Sandstein).

Ähnlich liegen die Verhältnisse in dem ca. 100 m südlich gelegenen, bei Gielen (vgl. Tafel II) selbst vorbeiziehenden mittleren Quellast. Auch hier schalten sich zwischen bunte Mergel vereinzelte Kalksandsteinbänke, die hie und da Anklänge an granitischen Sandstein zeigen (Auftreten roter Feldspatkörnchen) und selten Dolomit- und Kalkgeröllchen führen, ferner eine Bank granitischen Sandsteins. Das Fallen beträgt 60—70° nach NNW (335—340°).

Entsprechende Aufschlüsse derselben Schichten in ähnlicher, ca. N 60° E streichender und steil NNW-fallender Lage, doch von geringerer Ausdehnung, findet man auf der Westseite des Thurtales, westlich der Häuser von Allmen (vgl. Tafel II). Sie reichen nach NNW hin etwa bis zur Linie Scheftenau–Mettlen (vgl. Tafel II); von hier an nordwärts tritt überall granitischer Sandstein zutage.



Ru = Randunterschiebung
A_2 = Basis-Aufschiebung der Kronbergzone
G = Gehrenbachtobel
Gi = Tobel N Gielen

Fig. 2. Tektonische Verhältnisse auf der Otsseite des Thurtals N Kappel

Das Alter dieser Schichten liess sich bisher nicht durch Fossilfunde festlegen. Da sie jedoch in der westlichen Fortsetzung des nördlichen Teils der nördlichen Stampienzone des Appenzellergebietes (des nördlichen Teils der Zone II *a* oder Zone der Teufelsmauern, vgl. Tafel I) und der sicher stampischen Basisschichten der Zone Gäbris-Süd (Zone II *f* auf Tafel I) liegen, müssen sie dem limnischen Stampien (Chattien) angehören. Weniger sicher ist stampisches Alter lediglich für einen schmalen, unmittelbar an die Zone des granitischen Sandsteins anstossenden Streifen steil NNW-fallender und von Störungen durchsetzter Gesteine (am Gehrenbach oberhalb 870 m aufgeschlossen, s. p. 4); da jedoch kein lithologischer Übergang zu der nach NNW anschliessenden, mittelsteil nach NNW einfallenden, sandsteinreichen granitischen Molasse stattfindet, sondern im Gegenteil diese gestörten Grenzschichten sich lithologisch an die südlich folgenden anschliessen, möchte ich auch sie vorläufig dem Stampien zuweisen.

Die NNW-Grenze der beschriebenen Schichtserie kann nur anormaler, tektonischer Natur sein, denn die guten Aufschlüsse am Gehrenbach zeigen alle Begleiterscheinungen eines bedeutenden anormalen Kontaktes. Die Annahme, dass an dieser Stelle eine stratigraphische (durch Transgression der granitischen

[1]) In vorliegender Arbeit wird bei Angaben über die Lagerung häufig das Azimut der Fallgeraden auf der Schicht- resp. Kluftebene verwendet. Dabei erfolgt die Zählung in Graden (°) von der Nordrichtung als 0°-Richtung aus im Uhrzeigersinn von 0°—360° fortlaufend.

Molasse auf bereits vor dem Aquitan aufgerichtete stampische Schichten entstandene) Winkeldiskordanz bestehe, erscheint nach dem Gesagten völlig ausgeschlossen. Dagegen spricht auch die Tatsache, dass weiter E (vgl. p. 10) die Randunterschiebung schon innerhalb der granitischen Molasse liegt.

Aus den Aufschlüssen beiderseits des Thurtals ist die Natur dieses tektonischen Kontaktes eindeutig festzustellen. Wie Tafel II zeigt, bildet die Intersektion der Südgrenze der granitischen Molasse mit dem Thurtal im Grundriss einen nach Süden offenen stumpfen Winkel; da es auf der ganzen Strecke von Vogelegg (Profil 18, Tafel IV) bis über Mettlen (Profil 22, Tafel IV) hinaus ungefähr dieselbe granitische Sandsteinbank ist, welche an dem fraglichen Kontakt liegt, so kann es sich hierbei nur um eine Unterschiebung handeln, die annähernd parallel zu der Neigung der Schichten der granitischen Molasse, d. h. mit ca. 40° nach NNW (genauer 330°) einfällt. Da wir diese nördlichste bedeutende Störung zweckmässig als nördliche Begrenzung der subalpinen Molasse betrachten, wollen wir sie als Randunterschiebung bezeichnen. Fig. 2 veranschaulicht in mehreren kleinen Kulissenprofilen den beschriebenen Verlauf der Randunterschiebung (RU auf Fig. 1, Fig. 2 und auf Tafeln II—IV) auf der Ostseite des Thurtales.

Durch die Aufschlüsse im östlich benachbarten Neckergebiet einerseits, im westlich anschliessenden Regelsteingebiet und dessen westlicher Umgebung wird die Vermutung bestätigt, dass sich die Randunterschiebung in ähnlicher Ausbildung in diese Gebiete fortsetzt.

Längs der Randunterschiebung wurde in diesem Gebiet das südlich folgende Stampien unter das Aquitan der granitischen Molasse hineingepresst und dabei in eine generell steil NNW- bis NW-fallende Lagerung gezwängt. Man könnte den Begriff «Randunterschiebung» auch auf das so entstandene tektonische Bild als Ganzes anwenden. Doch ist hiefür nach Vorschlag von A. Buxtorf (briefliche Mitteilung) zweifellos die Bezeichnung «Randunterpressung» vorzuziehen. Unter der Bezeichnung «Randunterschiebung» verstehe ich deshalb nur die NNW- bis NW-fallende tektonische Diskordanzfläche selbst (vgl. auch Tafeln II, IV und Fig. 1).

In dem ca. 400 m westlich Hemberg (S. A.-Blatt 234 Kappel, vgl. Tafeln II und I) in südlicher Richtung gegen Bad hin verlaufenden Tobel befinden wir uns bis ca. 500 m N Bad in der Zone des granitischen Sandsteins. Die nächst südlichen Aufschlüsse in der Umgebung der ca. 150 m N Bad liegenden Einmündung des von SW herkommenden Nebentobels wie auch die benachbarten Entblössungen in dem genannten Nebentobel selbst bestehen aus 60—75° nach NNW einfallenden, von Detailstörungen durchzogenen Schichten, die als östliche Fortsetzung der oben beschriebenen Schichten des Gehrentobels anzusehen sind und mit denen sie auch in lithologischer Beziehung übereinstimmen.

Besondere Bedeutung für die Beurteilung der tektonischen Verhältnisse kommt dem tiefen Tobel des Neckers zu, wo die p. 4 erwähnte Serie der granitischen Molasse ca. 20 m südlich des Steges von Neckerau mit scharfem tektonischem Kontakt an die später (p. 13 ff.) noch näher zu beschreibende analoge stampische Serie anstösst. Es ist dies nämlich die einzige mir bekannte Stelle des Untersuchungsgebietes, wo der Unterschiebungskontakt in aller Schärfe aufgeschlossen ist.

Unmittelbar SSE anschliessend an die unterste, mit ca. 45° nach NNW einfallende (genauer nach 329°) Sandsteinbank der Zone des granitischen Sandsteins — es handelt sich dabei um eine Kalksandsteinbank — liegt hart am rechten Neckerufer ein im Querprofil unten ca. 4 m breiter Aufschluss bunter (blaugrünlicher und rötlicher) Mergel. Dieselben zeigen im nördlichen Teil noch ein ähnliches Fallen wie die erwähnte überlagernde Sandsteinbank; dann folgt eine scharfe, mittelsteil NNW-fallende tektonische Grenzfläche, südlich derselben sind die Mergel zu steilem (um 80°) NW-NNW-Fallen aufgerichtet. Die vollständige Zerscherung und Zerquetschung der Mergel, die im ganzen Aufschluss zu beobachten ist, weist darauf hin, dass hier sehr intensive tektonische Bewegungen stattgefunden haben. In lithologischer Hinsicht unterscheidet sich der nördliche, nur mittelsteil nach NNW einfallende Teil dieser Mergel kaum von den südlich folgenden, steil aufgerichteten. Ich möchte daher annehmen, dass die ersteren an der nördlich folgenden Aquitanzone geschleppt sind und dass der eigentliche Unterschiebungskontakt unmittelbar unter der erwähnten untersten Sandsteinbank dieser Zone liegt.

Südlich dieser Stelle folgt eine über 100 m mächtige, zu steilem NNW-Fallen aufgerichtete, von Detailstörungen durchsetzte Mergel-Kalksandstein-Serie mit untergeordneten granitischen Sandsteinen (p. 13 ff. näher beschrieben).

Noch besser als durch diese Aufschlüsse von relativ beschränktem Umfang wird auch im Neckergebiet das mittelsteile NNW-Fallen der Unterschiebung durch den Verlauf der Intersektion mit dem Gelände bewiesen.

So liegt in dem Töbelchen ca. 400 m E des Dorfkerns von Hemberg, etwa von 830 m (Koord. ca. 731,785/240,315) an aufwärts um 40° NNW-fallende granitische Molasse; erst östlich unterhalb dieser Stelle beginnt die steil aufgerichtete stampische Serie.

Betrachten wir nun noch die Verhältnisse am Nordwest- und Westhang des Regelsteins. Während die ENE-WSW-verlaufende Hügelrippe von Rittmarren–Kloster Berg Sion (vgl. Tafel II und S. A.-Blatt 233 Uznach) aus 34—42° NNW-fallendem granitischem Sandstein des Aquitan besteht, treffen wir schon in dem Tobel, das knapp S Rittmarren nach WSW gegen Uetliburg (vgl. Tafel II) hinzieht, auf die zu steilem NNW-Fallen aufgerichtete stampische Serie. Dieselbe ist auch an dem waldigen NNW-Hang 350 m SE—800 m E Rittmarren, im N von Kohlwald (vgl. Tafel II), aufgeschlossen. Sie besteht aus gelbbräunlich-blaugrünlich gefleckten, untergeordnet violettrot getönten Mergeln, daneben vorwiegend plattigem Kalksandstein und vereinzelten Bänken grobkörnigen granitischen Sandsteins.

Der gesuchte Unterschiebungskontakt verläuft also unmittelbar S Rittmarren nach Uetliburg (an der Strasse Gommiswald–Ricken, vgl. Tafel II), denn ca. 250 m westlich der letztgenannten Lokalität ist er wiederum recht genau festgelegt. Hier kommen bei Koord. 719,970/233,450 in einem kleinen nördlichen Nebentobel des genannten Tobels 70—85° NNW-fallende stampische Schichten (bunte Mergel von den erwähnten Tönungen, Kalksandsteine, untergeordnet vereinzelte Bänke von granitischem Sandstein) nach N hin bis auf 20—30 m an die mittelsteil NNW-fallenden granitischen Sandsteine des Aquitan heran.

Dieselbe, wahrscheinlich stampische Serie von gleichem Aussehen und mit tektonischen Störungen, z. T. grösseren Ausmasses, ist im Böllenbergtobel (Tobel S Ernetschwil, S. A.-Blatt 233 Uznach, = Fortsetzung des oben genannten Tobels Rittmarren-Uetliburg nach WSW) aufgeschlossen.

Schliesslich sei noch kurz auf die diesbezüglichen Verhältnisse im Rickentunnel eingetreten. Wie schon erwähnt, wurde beim Bau des Rickentunnels bis etwa km 3,230 ab Nordportal (vgl. Tafel II) gleichmässig mittelsteil NNW-fallende granitische Molasse durchfahren. Sie wies lediglich zwischen km 2,750 und 2,850 ab Nordportal eine kleine Störungszone («Druckpartie») auf. Von km 3,230—3,460 folgte dann die sog. zentrale Druckpartie, worüber man in der Denkschrift «Bodensee–Toggenburg–Zürichsee» (Lit. 26, p. 75) liest: «Statt des bisherigen kompakten Gesteins traf man ganz gebräche Mergelpartien, bald härter, bald weicher, zum Teil von Sandsteinbänken durchsetzt, welche ebenfalls stark zerklüftet und durchbrochen waren. Gut ausgebildete Rutschflächen auf den Mergelbänken sowie zwischen diese eingelagerte lehmige Verreibungsprodukte deuteten darauf hin, dass hier mit der Hebung des Sedimentgesteins zweifellos auch Bewegungen und Stauchungen der Molassebänke stattgefunden hatten, wodurch die Kohäsion des Gebirges mehr oder weniger gelockert war.»

Südlich an diese offenbar bedeutende Störungszone schloss sich eine bis km 3,760 ab Südportal reichende Schichtfolge, die zu etwa ¾ aus weicheren und härteren, z. T. rötlichen Mergeln, ferner aus Kalksandsteinen und untergeordnet aus granitischen Sandsteinen bestand. Die in der Zürcher (E. T. H.) und Basler (Naturhistorisches Museum) Sammlung vorhandenen Sandsteinhandstücke aus dieser Serie sind durchwegs mehr oder weniger feinkörnige Kalksandsteine, die mitunter rote Feldspatkörnchen führen. Doch erwähnt Arn. Heim (Lit. 80) und die Monatsbulletins der Schweizerischen Bundesbahnen (Lit. 161) ausdrücklich das Vorhandensein vereinzelter Bänke von weichem granitischem Sandstein.

Über die Lagerungsverhältnisse in diesen Abschnitten des Tunnels erfahren wir nur wenig. Die Bemerkungen von Alb. Heim (Lit. 75, p. 180) und Arn. Heim (Lit. 80, p. 3) beziehen sich lediglich auf den Südrand der Schichtfolge, wo nach der Ansicht von Arn. Heim bei km 3,799 ab Südportal (vgl. Tafel II) die Kernmasse seiner 1. Antiklinale längs mittelsteil SSE-fallender Überschiebung auf den NNW-Schenkel aufgeschoben sein soll. Aus den Monatsbulletins der Schweizerischen Bundesbahnen (Lit. 161) erfahren wir, dass Grubengas nicht nur in der sog. antiklinalen Zone (km 3,760—3,900 ab Südportal), sondern auch mehrmals weiter nördlich, und zwar unerwarteterweise zuerst schon bei km 3,860 ab Nordportal (d. h. etwa bei km 4,743 ab Südportal), angetroffen wurde.

Dies ergibt, unter Berücksichtigung der so wichtigen Tagesaufschlüsse, besonders derjenigen beidseits des Thurtales, ein eindeutiges Bild: Die Randunterschiebung ist auch im Profil des Rickentunnels vorhanden; sie dürfte am ehesten am Nordrand der «zentralen Druckpartie» (Lit. 26, p. 75) durchziehen. Die südlich folgende Serie bis etwa in die Gegend von km 3,800 ab Südportal stellt die westliche Fortsetzung der Stampienserie des Gehrentobels, d. h. den stampischen, steilgestellten, unter das Aquitan hineingepressten NNW-Flügel der «zweiten ostschweizerischen Antiklinale» dar.

B. Fortsetzung der Randunterschiebung

Aus den vorstehenden Ausführungen ergibt sich das Vorhandensein einer mittelsteil NNW-fallenden Randunterschiebung am Nordrand der subalpinen Molasse zwischen der Gegend von Kloster Berg Sion und dem Neckergebiet.

Im folgenden soll nun zunächst darauf hingewiesen werden, dass sich die Randunterschiebung östlich meines Untersuchungsgebietes bis mindestens nach Trogen (Appenzell A.-Rh.) fortsetzt. Weitere Detailstudien sind erforderlich, um ihren Verlauf in diesen Gebieten überall genau festzustellen.

An der Urnäsch vermute ich die Unterschiebung unmittelbar N des auf dem NE-Ufer dieses Flusses, ca. 1 km SE Bahnhof Waldstatt (S. A.-Blatt 221 Schwellbrunn) sichtbaren Auengewölbes. Bei diesem Auengewölbe handelt es sich nicht um ein vollständiges Gewölbe, sondern nur um eine starke Stauchung NW-fallender Schichten zu lokalem flachem Südfallen. Das Auengewölbe und auch die S anschliessenden steil NNW-fallenden Aufschlüsse gehören noch ins Aquitan; die Grenze Aquitan-Stampien dürfte an der Urnäsch erst ca. 250 m südlich des Auengewölbes durchziehen, da sicher stampische Schichten (steil NW-fallende Kalksandsteine) erst weiter südlich anstehen. Damit ergibt sich aber, dass im Gegensatz zum Necker die Randunterschiebung an der Urnäsch schon innerhalb der granitischen Molasse liegt (vgl. auch Tafel I). Wir dürfen daraus vielleicht auf eine gewisse Abschwächung der Intensität dieser Störung schliessen.

Besser aufgeschlossen als an der Urnäsch ist die Randunterschiebung im Gebiet des Sittertobels bei Haslen (S. A.-Blatt 222 Teufen). Sie wurde hier unabhängig vom Verfasser auch von Fr. Saxer festgestellt (persönliche Mitteilung und Eclogae geol. Helv., Vol. 36, 1943, p. 239). Ca. 550 m N des Steges Christes-Würzen mündet N Brosis ein von Haslen herkommendes östliches Seitenbächlein in tiefeingeschnittenem Töbelchen in das Sittertobel. Im untersten Teil dieses Töbelchens ist der NNW-fallende Kontakt der ca. 45° NNW-fallenden Schichten des granitischen Sandsteins mit den südlich folgenden, stark gestörten, an jener Stelle vorwiegend flach einfallenden, ebenfalls aquitanen Schichten aufgeschlossen. Im Sittertobel selbst lässt sich das mittelsteile NNW-fallen der Unterschiebung daran erkennen, dass eine ca. 42° NNW-fallende granitische Sandsteinbank, welche wenig N der Mündung des genannten Töbelchens die Sitter quert, von dort aus am linken Tobelhang langsam ansteigend sich ca. 300 m weit nach SW hin verfolgen lässt, während unter dieser ansteigenden Bank, d. h. an der Sitter selbst, steilgestellte und stark gestörte Schichten aufgeschlossen sind. Da diese letzteren auch noch zum Aquitan gehören, muss angenommen werden, dass die Randunterschiebung auch an der Sitter bereits im südlichen Teil der Aquitanzone liegt. Ich habe auf Tafel I diesen südlichsten, südlich der Randunterschiebung gelegenen Teil der granitischen Molasse als Unterbachzone (Zone I*a*) ausgeschieden. Die in der östlichen Fortsetzung dieser Zone gelegene Typlokalität Unterbach liegt wenig SW von Trogen.

Weiter östlich hat Fr. Saxer (vgl. Eclogae geol. Helv., Vol. 36, 1943, p. 240) die Unterschiebung noch bei Trogen festgestellt.

Über die tektonischen Verhältnisse des Südrandes der granitischen Molasse in dem weiter östlich gelegenen Gebiet von Oberegg–Berneck sind wir durch die Arbeit von H. Renz (Lit. 139) informiert. Danach sind hier keine Anzeichen einer entsprechenden Randunterschiebung zu bemerken.

Eine ähnliche Randunterschiebung, wie im Gebiet zwischen Gommiswald und Trogen dürfte dagegen im westlichen Vorarlberg vorhanden sein. In diesem, von Arn. Heim aufgenommenen Gebiet liegen nämlich Lagerungsverhältnisse vor, die stark an diejenigen des Thur-Neckergebietes erinnern. Arn. Heim betrachtet zwar den Kontakt zwischen der dortigen Zone des granitischen Sandsteins im N und der südlich folgenden Zone von Inngrüne, deren stampisches Alter durch Säugerfunde erwiesen ist (Lit. 83, p. 64) als stratigraphisch; dies wird jedoch von F. Muheim (Lit. 133, p. 262), der das östlich anschliessende Gebiet behandelt hat, bestritten. Verfasser kennt das Gebiet teilweise aus eigener Anschauung. Seines Erachtens kann der fragliche Kontakt nur als ein tektonischer gedeutet werden.

Nach Arn. Heim (Lit. 83, p. 29) greift dort die Zone des granitischen Sandsteins mit einem nach S konvexen Bogen auf die Zone von Inngrüne über. Dieser Bogen wird zwar durch ein deutlich bogenförmiges Streichen der Schichten der granitischen Molasse noch verstärkt, ist jedoch im übrigen nichts anderes als die Intersektion einer mittelsteil, d. h. nahezu parallel mit den Schichten der granitischen

Molasse NNW-fallenden Randstörung. Auch im westlichen Vorarlberg darf somit eine Randunterschiebung, ähnlich der in meinem Untersuchungsgebiet vorhandenen, angenommen werden.

Über die weitere westliche Fortsetzung der Randstörung sind wir mangels guter Aufschlüsse schlecht orientiert. Sicher ist nur, dass der den oberen Zürichsee im N begrenzende Höhenzug von Bollingen–Schmerikon (S. A.-Blatt 232 Schmerikon) bereits vollständig innerhalb der Zone des granitischen Sandsteins liegt, deren Schichten hier steil nach NNW einfallen. Wir dürfen annehmen, dass die Fortsetzung der Randunterschiebung südlich dieses Höhenzuges, also im Bereiche des oberen Zürichsees, ihren Unterschiebungscharakter verloren hat und in die eigentlichen Kernstörungen der südlich folgenden Antiklinale Uznacherberg–Pfäffikon (also in die bisher meist als «nördliche Hauptantiklinale» bezeichnende Antiklinalzone hinein) ausläuft.

C. Zur Genese der Randunterschiebung

In den beiden Gebieten, wo die Randunterschiebung am stärksten ist — im toggenburgischen und im vorarlbergischen — liegen NNW ausserhalb dieser Störung mächtige miozäne Nagelfluhen; im sanktgallischen ist es die mächtige Hörnlischüttung, im vorarlbergischen die ebenfalls recht ansehnliche Pfänderschüttung. Nichts liegt also näher als die Annahme, dass diese Nagelfluhen als starre Widerlager zur Entstehung der Randunterschiebung wesentlich beigetragen haben. Wir denken uns den Vorgang etwa wie folgt: In der letzten Phase der eigentlichen Molassedislokation wurde das bereits stark zusammengepresste Schuppenpaket der subalpinen Molasse noch näher gegen die Miocän-Nagelfluhen herangestossen. Dabei verhielten sich die mergelreichen Schichten des limnischen Stampiens (Chattien) und des vermutungsweise darunter noch vorhandenen Rupéliens duktiler als die Zone des granitischen Sandsteins. Die letztere bildete gewissermassen eine mechanische Einheit mit den überlagernden Miocän-Nagelfluhen. So wurden die stampischen Schichten unter die aquitane Zone des granitischen Sandsteins hineingepresst; dadurch entstand an der Grenze Stampien-Aquitanien eine mittelsteil NNW-fallende Störungsfläche, die ich Randunterschiebung genannt habe. (Vgl. hierzu auch das Übersichtsprofil, Fig. 1.) Im Urnäsch-Sittergebiet und bei Trogen, wo der mechanische Widerstand des NNW anschliessenden Miocäns geringer war, wurde auch der südlichste Teil der granitischen Molasse selbst unter den übrigen Teil der granitischen Molasse hineingepresst.

II. Die Gäbriszone s. l.

Die Bezeichnung «Gäbriszone» wurde bisher vorwiegend für die dritte Nagelfluhzone Gutzwillers (Lit. 62) = Mittelzone Kaufmanns (Lit. 89, p. 110) verwendet. Renz versteht in Lit. 139, p. 76, darunter das südfallende Aquitan in Nagelfluhfazies zwischen A_1 («1. Antiklinale»; vgl. Tafeln II und IV) und S_1 («1. Synklinale»). Eine erweiterte Fassung des Begriffes verwendet er in Lit. 140, p. 141, wo er auch das unterlagernde Stampien, die Zone des Appenzellersandsteines (s. unten), zu dieser Zone rechnet.

Infolge der komplizierten Verhältnisse am Westende des Gäbrisnagelfluhgebietes sehe ich mich veranlasst, den Begriff «Gäbriszone» [1]) weiter zu fassen. Unter Gäbriszone s. l. (Zone II auf Tafel I) wird deshalb im folgenden stets der gesamte Schichtenstoss zwischen der Nordgrenze der nördlichen Stampienzone (Ludwig, Lit. 122) und der basalen Aufschiebung der Kronbergzone s. l. verstanden. Als «Gäbriszone s. str.» demgegenüber die aquitane, SSE-fallende Schichtserie der Nagelfluhzone Gäbris–Hundwilerhöhe–Hochhamm (Zone II *c* auf Tafel I).

Topographische Lage und Begrenzung

Die Gäbriszone s. l. erreicht mein Untersuchungsgebiet etwas E vom Necker in einer Breite von noch ca. 1,5 km. Sie überquert den Necker im SE von Hemberg. Die Gäbriszone s. str. hört schon auf der Westseite des Neckertales auf (vgl. Tafeln II und I), ebenso das Aquitan der Zone Gäbris-Süd (II *e* auf

[1]) Nicht identisch mit «Gäbrisschuppe» (vgl. F. Saxer, Lit. 153).

Tafel I). Die übrigbleibenden Teile der Gäbriszone s. l. (Teile der nördlichen Stampienzone und der Stampienbasis der Zone Gäbris-Süd) bilden einen schmalen Streifen, der das Thurtal N Kappel quert und schliesslich nördlich des Regelsteins an der Geländeoberfläche von der NNW anschliessenden Zone des granitischen Sandsteins fast vollständig überdeckt wird. Morphologisch tritt nur der zwischen Necker und Urnäsch gelegene Nagelfluhzug des Hochhamm (Gäbriszone s. str.) kräftig hervor.

Gliederung

Östlich ausserhalb des Untersuchungsgebietes ist die Gäbriszone s. l. vollständiger und mächtiger entwickelt. Sie lässt sich dort von N nach S wie folgt gliedern (vgl. Ludwig, Lit. 122, 123, und Renz, Lit. 139, sowie Tafel I dieser Arbeit):

Alter	Nr. auf Tafel IV	Verwendete Bezeichnungen		
Chattien	II *a*	Zone der Teufelsmauern, enthaltend die Kernstörungen der Antiklinale A_1.	nördliche Stampienzone Ludwigs (Lit. 122)	
Chattien	II *b*	Zone des Appenzellersandsteins . . .		
Aquitan	II *c*	Gäbriszone s. str. (Zone der südfallenden Gäbrisnagelfluh)	Nordserie der südlichen Aquitanzone Ludwigs (Lit. 122)	
Aquitan (nach H. Renz Burdigalien)	II *d*	Sommersbergzone (nur im E der Sitter)		
		Synklinalkern S_1; südlich desselben E der Sitter Stossaufschiebung		
Aquitan	II *e*	Serie der steil N-fallenden bis steil S-fallenden Gäbrisnagelfluh.	Südserie der südlichen Aquitanzone Ludwigs (Lit. 122) = Forstzone	Zone Gäbris-Süd
Chattien	II *f*	Serie steil N-fallender bis steil S-fallender Sandsteine (vorw. Kalksandsteine) und Mergel	Nordserie der südlichen Stampienzone Ludwigs (Lit. 122) = Zone von Salomonstempel	

Mächtigkeit

Wie oben schon angedeutet, ist in meinem Untersuchungsgebiet die Gäbriszone s. l. stark reduziert. Die nördliche Stampienzone ist am Necker maximal noch etwas über 200 m mächtig. Die auf Tafel I sehr gut sichtbare Mächtigkeitsreduktion der nördlichen Stampienzone gegenüber dem Querschnitt der Urnäsch ist tektonischer Natur (vgl. p. 22).

Von der im E über 1,5 km mächtigen Gäbriszone s. str. sind am Necker nur noch die basalen Schichten, in einer Mächtigkeit von wenigen 100 m, übrig.

Vom Aquitan der Zone Gäbris-Süd sind ebenfalls nur die basalen Schichten, in einer Mächtigkeit von maximal gegen 400 m, vorhanden, vom Stampien der Zone Gäbris-Süd sind maximal etwas über 400 m aufgeschlossen.

A. Stratigraphie

1. Stampien

Zur Erläuterung der stratigraphischen Verhältnisse besprechen wir zunächst das wichtige Neckerprofil; anschliessend verfolgen wir die stampischen Schichten zum Thurtal hinüber. Die Zusammenfassung und Diskussion der stratigraphischen Stellung erfolgt in einem besonderen Abschnitt: «Zusammenfassung; Vergleich mit weiter östlich liegenden Teilen der Gäbriszone», am Schlusse des Kapitels «Stratigraphie».

a) Neckerprofil

Am Necker beginnt die nördliche Stampienzone (II *a* und II *b* auf Tafel I) im N ca. 20 m südlich des bereits p. 4 erwähnten Steges von Neckerau (vgl. Tafel II). Es ist dies die p. 8 näher beschriebene Stelle, wo die Randunterschiebung direkt aufgeschlossen ist. Von hier an neckeraufwärts fortschreitend, notieren wir folgendes Profil [1]):

ca. 10 m 1. (S anschliessend an den p. 8 erwähnten Mergelaufschluss). Ca. 82° nach 315° (also nach NW) fallender, im S mit Kalksandstein abschliessender granitischer Sandstein. Im unmittelbar Hangenden (NW-Seite) durch primäre Schichtungsunregelmässigkeiten vorgetäuschtes lokales SE-Fallen.

8 m Unterbruch.

5 m 2. Am linken Ufer: Ca. 80° nach 326° fallender, blaugrauer, knaueriger granitischer Sandstein. Soweit Schichtung sichtbar, deutlich kreuzgeschichtet.

15 m 3. Am linken Ufer: Rötliche, aber vor allem blaugraue und gelbbräunlich gefleckte Mergel, durchschnittlich mit 80° nach 323° fallend, voll von Scherzonen und Calcitharnischen. Diese letzteren fallen oft mit den Schichtflächen nach NW und tragen senkrecht verlaufende Rutschharnische. Den Übergang zu 2 vermitteln ca. 3 m gelblich-graublaue Mergel in Wechsellagerung mit Kalk- und Mergelsandsteinbänkchen.

wenige Meter Unterbruch.

20 m 4. Am linken Ufer: Vorwiegend Kalksandstein, dickbankig und stark geklüftet, mit ca. 1 m sandig-tonigen, blaugrauen Mergeln als Zwischenlagerung, 75—80° nach 325° fallend.

20 m Unterbruch.

5 m 5. Am linken Talhang: Plattig-bankiger Kalksandstein, hart, kreuzschichtig. Nach weiteren

20 m Unterbruch

15 m 6. Kalksandstein mit Zwischenlagerung ca. 4 m mächtiger blaugrauer Mergel, 75—80° nach 325° fallend. Lokales Streichen von N 40° E ist durch Kreuzschichtung vorgetäuscht. Diese Bänke lassen sich teilweise auf das rechte Neckerufer verfolgen, wo sie unmittelbar bei einer scharfen östlichen Ausbiegung des Flusses neben z. T. stark gequetschten Mergeln anstehen.

20 m Unterbruch.

5 m 7. Am linken Ufer: Plattiger Kalksandstein, kreuzschichtig, 65—70° NW-fallend, unterlagert von ca. 3 m typischem knauerigem granitischem Sandstein.

25 m Unterbruch.

4 m 8. Am linken Ufer: Neben einer kleinen, buschbestandenen Alluvion steil NW-fallender Kalksandstein. Ca. 100 m weiter SW am steilen Prallhang auf dem Westufer wieder zu erkennen; dort noch unterlagert von zwei Kalksandsteinbänken von 2 und 4 m Mächtigkeit, von denen der erstere Übergänge in granitischen Sandstein zeigt.

20 m 9. Im Neckerbett und auf dem rechten Ufer (Koord. ca. 732,15/240,5): Bunte (vorwiegend gelbbräunliche) Mergel mit Mergelsandsteinbänkchen und Einlagerung von ca. 2 m z. T. Kalkgeröllchen führendem Kalksandstein, unterlagert von über 2 m Kalksandstein. Fallen 75—80° nach 323°.

Diese ganze Serie fällt, abgesehen von wenigen Stellen mit kleinen Lagerungskomplikationen, einheitlich steil nach NW. Wie aus der Kreuzschichtung der Kalksandsteine hervorgeht, ist sie nicht überkippt.

Es folgt nun ein höchstens 40 m mächtiger Unterbruch, welcher die eigentlichen Kernstörungen der Antiklinale A_1 (vgl. weiter unten) verdeckt. S anschliessend, ca. 270 m NNW Schwanzbrugg (vgl. S. A.-Blatt 234 Kappel und Tafel II), folgt dann am Ostufer des Neckers das bereits von Renz (Lit. 140, p. 139) beschriebene Profil, das im Detail folgendes zeigt:

ca. 4 m 10. Typischer granitischer Sandstein.

10 m 11. Gelbgrau-blaugrünlich gefleckter Mergel, im nördlichen Teil von NW-fallenden Scherflächen durchsetzt, längs denen der Schichtverband stellenweise ganz zerrissen ist.

1 m 12. Granitischer Sandstein, weich, knauerig.

über 20 m 13. Gelbgrau-blaugrünliche Mergel mit dünnen Bänkchen von regelmässig geklüftetem Mergelsandstein, von zahlreichen NW-fallenden Scherklüften durchsetzt, die als Längsbrüche ausgebildet sind. Längs derselben ist jeweils der untere Flügel etwas nach NW vorgeschoben. Im südlichen Teil des Aufschlusses mächtigere Mergelsandstein- und Kalksandsteinbänkchen.

Die Schichten dieses ganzen Aufschlusses (Nrn. 10—13) fallen 80—88°, im Mittel ca. 81°, nach SE (genauer nach 145°) ein. Sie sind nicht überkippt. Weiter nach S zu, bis zur Schwanzbrugg, wo die Strasse Hemberg–Schönengrund den Necker überschreitet, sind die Aufschlüsse leider nur unvollständig:

[1]) Die Angaben in Meter sind Mächtigkeiten, wie stets, wenn nichts anderes vermerkt ist.

ca. 10 m 14. Wenige m S 13: 3 Kalksandsteinbänke, z. T. mit Übergängen zu granitischem Sandstein, mit Mergelzwischenlagen.

15 m Unterbruch.

5 m 15. Auf beiden Neckerufern Kalksandstein, 70—85° nach SE (146°) fallend.

25 m Unterbruch.

25 m 16. Drei Kalksandsteinbänke, im N mit Mergeln von denselben Färbungen wie bei 13 abschliessend, mit 78° nach 143° fallend. Die südlichste, 2 m mächtige Bank zeigt Übergänge zu granitischem Sandstein, d. h. gröberes Korn, grossen Quarzreichtum, grössere Porosität, und Neigung zu schuppiger Abwitterung; dagegen fast keine rötliche Feldspatkörnchen.

Mit diesen bis ca. 60 m NW Schwanzbrugg reichenden Aufschlüssen befinden wir uns an der SE-Grenze der nördlichen Stampienzone; die nächst südlichen, unmittelbar bei Schwanzbrugg liegenden Entblössungen rechne ich schon zu der aquitanen Gäbriszone s. str.

Erst ca. 570 m S Schwanzbrugg, bei Koord. ca. 732,12/239,35 (S. A.-Blatt 234 Kappel) beginnt eine nach S hin ca. 300 m flussaufwärts reichende Serie, die in lithologischer Hinsicht der nördlichen Stampienzone sehr ähnlich ist. Wir bezeichnen sie als Stampienbasis der Zone Gäbris-Süd oder Zone von Salomonstempel (II *f* auf Tafel I); sie liegt eindeutig im Liegenden der aquitanen Nagelfluhen der Zone Gäbris-Süd. Von der eben genannten Stelle an flussaufwärts gehend, notieren wir folgendes Profil in dieser Serie:

1. Auf dem NE-Ufer an einer scharfen Ausbiegung des Neckers nach E (die auf S. A.-Blatt 234 nicht deutlich zum Ausdruck kommt): Im Streichen teilweise nach SE abgedrehte, mittelsteil NE resp. steil N-fallende, über 2 m mächtige Sandsteinbank. Zeigt Übergänge vom Kalksandsteintypus zu granitischem Sandstein. Einzelne Geröllschnüre sind eingeschaltet.
2. Sechs Kalksandsteinbänke, steil N-fallend. Zwischenlagen von weichen, gelbbräunlich-blaugrünlich gesprenkelten Mergeln.
3. Über 2 m grobkörniger, stellenweise granitischer Sandstein, mit 79° nach NNW (348°) fallend.
4. Auf dem Westufer, am westlichsten Punkte einer nach W gerichteten Flußschleife: Über 10 m gelbbräunlich-blaugrünlich gesprenkelte, untergeordnet rötliche Mergel. Das Fallen beträgt am Kontakt gegen den Sandstein Nr. 3 nur 67° nach 348°, was auf tektonische Bewegungen an dieser Stelle hindeutet.
5. Im Neckerbett aufgeschlossen: Über 3 m Kalksandstein, ca. 75—80° NNW-fallend.
6. Über 1 m Mergel, anscheinend nur 60—70° nach NNW fallend. Die Grenzfläche gegen 5 scheint wiederum als sekundäre Schubfläche ausgebildet zu sein.

Nach einem bis zum Neckersteg NW Unter-Lank (vgl. S. A.-Blatt 234 Kappel) reichenden Unterbruch von über 50 m Querprofilbreite treffen wir bei dem genannten Steg eine Sandsteinbank, welche Kalkgeröllchen führt, im übrigen jedoch stark «granitischen» Habitus aufweist.

Endlich folgt ca. 50—130 m S des Steges von Unterlank, auf dem Westufer gut aufgeschlossen, eine Serie vorwiegend graugrünlich und gelbgrau gefärbter Mergel mit einzelnen Mergelsandstein- und Kalksandsteinbänkchen. Die häufigen Verdrückungen und kleine Längsbrüche mit nach N vorgeschobenem Unterflügel weisen auf starke tektonische Beanspruchung dieser 61—67° nach 347° fallenden Schichten.

Im nördlichen Teil der Stampienbasis der Zone Gäbris-Süd treten im Neckergebiet wenige, wenn auch nicht mächtige, so doch charakteristische Einschaltungen von Kalknagelfluh auf, die Kalknagelfluhen von Eggle (Lokalität ca. 1 km SSW Hemberg, vgl. Tafel II). Sie seien im folgenden etwas näher beschrieben.

Ca. 200 m östlich Bad Hemberg taucht aus der moränengefüllten Talmulde eine Nagelfluhrippe von einigen m Mächtigkeit; sie besteht aus 60° gegen 341°, also steil NNW-fallender Kalk-Dolomitnagelfluh mit seltenen Quarzgeröllen. Kristalline Gerölle fehlen. Ungefähr 80—100 m nördlich zieht sich eine zweite, über 6 m mächtige Nagelfluhrippe, die besonders im Steinbruch ca. 100—130 m südlich Eggle, auf dem Hügel ca. 1 km S Hemberg, gut erschlossen ist. Wieder ist es Kalk-Dolomitnagelfluh, ohne ein einziges kristallines Geröll. Sie besitzt sandiges Bindemittel und enthält Einschaltungen von Kalksandstein, der an einzelnen Stellen spärliche rote Feldspatkörnchen führt. Die Lagerung ist im Detail unregelmässig (es wurden Fallwinkel von 60—65° nach NNW, hart nördlich anstossend jedoch solche von 85° nach NNW gemessen). Dies und die zahlreichen mittelsteil NNW-fallenden Scherflächen weisen auf starke mechanische Beanspruchung und Differentialbewegungen längs sekundären Schubflächen hin.

Die normale (nicht überkippte) Lagerung dieser Schichten ist aus der Kreuzschichtung der eingeschalteten Kalksandsteine gut ersichtlich.

Die Kalknagelfluhbänke von Eggle sind, in anscheinend reduzierter Mächtigkeit und in der Fazies geröllführender Sandsteinbänke, auch im Einschnitt des Neckers selbst vorhanden. So ist wohl der ca. 100 m nördlich P. 842 an der Fahrstrasse Schwanzbrugg–Hemberg (Koord. ca. 731,83/239,43, S. A.-Blatt 234 Kappel) aufgeschlossene, mit 70° gegen 337° fallende Kalksandstein mit Schnüren von Kalknagelfluh sowie der ebenfalls geröllführende Sandstein Nr. 1 des zuletzt angeführten Profils als direkte Fortsetzung der Nagelfluhen des Steinbruchs Eggle aufzufassen. Während hier die Nagelfluh zurücktritt, ist sie in der vermutlichen östlichen Fortsetzung, bei Buchen (ca. 500 m E des Neckers, vgl. S. A.-Blatt 234 Kappel) wieder stärker entwickelt.

b) Fortsetzung nach W

Wir betrachten nun die westliche Fortsetzung des Stampiens der Gäbriszone s. l. bis ins Thurtal hinüber.

Aufschlüsse, die dem p. 13 bereits beschriebenen südlichen Abschnitt der nördlichen Stampienzone angehören und die in der direkten Fortsetzung der dort erwähnten Schichten 10—13 liegen dürften, finden wir noch ca. 600 m S des Dorfkerns von Hemberg. Wir treffen dort im Hohlweg knapp SW der Wirtschaft «Sternen» bei ca. 985 m steil nach 138°, d. h. nach SE, fallenden granitischen Sandstein entblösst. Wenig weiter SW, in der Gegend von Bad, scheint diese Serie vollständig tektonisch «auszukeilen» (vgl. tektonischen Teil und Tafel II).

Zu dem p. 13 beschriebenen nördlichen Teil der nördlichen Stampienzone gehören die schon p. 8 erwähnten Aufschlüsse N und NW Bad. Sie nehmen etwa 300 m Querprofilbreite ein, sind aber nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Es handelt sich um steil nach NW-fallende bunte (meist graugelbliche, untergeordnet rötliche) Mergel, Kalksandsteine (mitunter mit Übergängen zu granitischem Sandstein) und vereinzelte granitische Sandsteine. Beidseits der Thur liegen in der Fortsetzung dieser Schichten die bereits p. 6 ff. näher beschriebenen Schichten des Gehrenbaches und die ebenfalls kurz erwähnten (p. 7) Schichten NW von Allmen.

In der WSW-Fortsetzung der Zone von Salomonstempel liegen zunächst die Schichten von Salomonstempel selbst (ca. 2,5 km SW Hemberg, vgl. Tafel II). Aufgeschlossen sind mehrere, 63—80° nach NNW-fallende Kalksandsteinbänke, von denen eine Geröllschnüre mit Kalk- und Dolomitgeröllchen enthält. Ihre normale, nicht überkippte Lagerung ist durch Kreuzschichtung bewiesen. Die Schichtserie von Salomonstempel setzt sich nach WSW in die bereits p. 7 besprochenen Schichten der Quelläste des Gehrenbachtobels fort. Eine deutliche Abgrenzung gegen die nördlich anschliessenden, oben erwähnten Reste der nördlichen Stampienzone ist nicht vorhanden; die beiden Zonen sind mehr oder weniger zu einer Einheit verschmolzen (vgl. darüber die Ausführungen im tektonischen Teil). Östlich der südlichen Häuser von Hochwart (vgl. Tafel II), ca. 550 m N—700 m NNE der am Nordwestausgang des Dorfes liegenden Kirche von Kappel, ist eine Schichtserie aufgeschlossen, die wir als das Liegende derjenigen von Salomonstempel betrachten müssen. Es handelt sich vorwiegend um mitunter rötlich getönte Mergel mit Zwischenlagerungen von Kalksandsteinen, ab und zu auch von granitischem Sandstein. Eine solche Bank granitischen Sandsteins steht z. B. bei Koord. 726,95/237,33 (S. A.-Blatt 243 Kappel) an. Wie die ganze Serie, fällt sie steil (74°) nach NNW ein; ihre normale, nicht überkippte Lagerung ist durch stellenweise deutliche Kreuzschichtung bewiesen. Ca. 200 m weiter NNE, im Streichen der Schichten von Salomonstempel, liegt (inmitten der generell steil NNW-fallenden Serie) eine steil SSE-fallende Kalksandsteinbank mit bis nussgrossen Kalkgeröllchen.

2. Aquitan

Wir gehen zuerst auf das Neckerprofil ein; anschliessend werden die Aufschlüsse am Zwieslenbach (rechter Zufluss des Neckers) und am Nürigbach (linker Zufluss der Urnäsch, mündet S der gleichnamigen Ortschaft) besprochen. Die Zusammenfassung der Ergebnisse folgt im Abschnitt «Zusammenfassung» am Schlusse des Kapitels «Stratigraphie».

a) Neckerprofil

Am Necker wurde die untere Grenze der aquitanen Gäbriszone s. str. etwa 50—60 m NW Schwanzbrugg (Brücke der Fahrstrasse Hemberg–Schönengrund; vgl. S. A.-Blatt 234 Kappel) angenommen. Die untersten guten Aufschlüsse liegen unmittelbar bei Schwanzbrugg. Von N nach S fortschreitend, notieren wir folgendes Profil:

> 2 m	1. Auf der Westseite des Hauses bei der Schwanzbrugg: Granitischer Sandstein.
einige m	Unterbruch.
> 2 m	2. An der auf der Westseite des Tobels ansteigenden Fahrstrasse Schwanzbrugg–Hemberg: Knaueriger, feinkörniger, glimmerreicher granitischer Sandstein mit ziemlich wenig rötlichen Feldspatkörnchen. Östlich des Neckers (unmittelbar SE der Schwanzbrugg) ist dieselbe Bank 3 m mächtig und nimmt Nagelfluh auf.
einige m	Unterbruch. Dann wieder an der Fahrstrasse:

ca. 3,5 m 3. Kalk-Dolomitnagelfluh mit metamorphen kristallinen Geröllen in niedrigem Prozentsatz (sog. m-Dolomit-Kalknagelfluh in Renz, Lit. 140, p. 97), 78° nach 143° (also nach SE) fallend. E der Schwanzbrugg bildet diese Bank das Fundament der Strassenbrücke über den untersten Zwieslenbach. Sie ist dort grobgerölliger ausgebildet und zeigt ein flacheres SSE-Fallen (56° nach 153°).

3,7 m 4. An der Fahrstrasse: Gelbgrauer sandiger Mergel, überlagert von blaugrünlichem Mergel.

4 m 5. An der Fahrstrasse: Grobkörniger, quarzreicher granitischer Sandstein mit Geröllen und Nagelfluhschnüren vom Typus der bunten und halbbunten [1]), dolomitreichen Nagelfluh (e-m-Dolomit-Kalknagelfluh und m-e-Dolomit-Kalknagelfluh in Renz, Lit. 140, p. 96/97). Zuoberst Übergang in tonigschieferigen Glimmersandstein.

20 m Unterbruch.

3 m 6. An der Fahrstrasse: Grobkörniger, quarzreicher granitischer Sandstein mit Geröllen und Nagelfluhschnüren vom Typus der e-m-Dolomit-Kalknagelfluh. Über 10 % rote Granite, Granitporphyre, Quarzporphyre und Gneise, letztere hell, quarz- und serizitreich.

4 m 7. An der Fahrstrasse: Weiche, sandig-glimmerige, graugrünliche Mergel, schmutziggelb verwitternd.

3,5 m 8. An der Fahrstrasse: Granitischer Sandstein, mit auskeilender bunter Nagelfluh (Typus e-m), fällt 71° nach 141°. Dieselbe Schicht ist auch auf der Ostseite des E Schwanzbrugg nach S abzweigenden Strässchens aufgeschlossen, hier jedoch als Kalknagelfluh mit wenigen kristallinen Geröllen.

wenige m Unterbruch.

1 m 9. Am verwachsenen Weg, der ca. 230 m SSW Schwanzbrugg von der Strasse Schwanzbrugg–Hemberg nach dem Necker hinunter abzweigt: Bunte Nagelfluh (Typus e-m), 58° nach 146° fallend.

Ca. 50 m S der zuletzt genannten Stelle, d. h. ca. 300 m SSW Schwanzbrugg, mündet von W her ein kleines Seitentobel. In diesem Einschnitt verläuft die Synklinale S_1, d. h. die Südgrenze der Gäbriszone s. str. Die sich im Haupttobel nach S hin anschliessende Serie gehört zur Zone Gäbris-Süd; sie fällt einheitlich steil nach N ein. Am Necker aufwärts gehend, notieren wir:

ca. 4 m 1. Wenige m südlich der Mündung des erwähnten Töbelchens an beiden Ufern und im Neckerbett: Kalksandstein mit kleingerölliger, reiner Kalk-Dolomitnagelfluh; der Sandstein führt keine roten Feldspatkörnchen. Fallen 73° nach 350°.

30 m Unterbruch.

19 m 2. Mehrere granitische Sandsteinbänke, durch dünne Mergeleinschaltungen getrennt. Teilweise sehr grobkörnig, mit Übergängen in kleingeröllige Nagelfluh; über erbsengrosse Quarze und Feldspäte im Sandstein eingestreut. Fällt 73° nach 352°.

30 m Unterbruch (vorwiegend Mergel).

15 m 3. Nagelfluh vom Typus der Kalk-Dolomitnagelfluh mit metamorphen Kristallingeröllen (Typus der m-Dolomit-Kalknagelfluh in Renz, Lit. 140, p. 97), gegen unten (d. h. nach S) in 5 m granitischen Sandstein übergehend. Diese Bank bildet beidseits des Neckers eine auffällige, hohe Felsmauer. Der Fluss durchbricht sie in einer engen Lücke von S nach N. Fallen 73° nach 353°.

40 m Unterbruch.

7 m 4. Weiterhin am Necker: Granitischer Sandstein.

12 m Unterbruch (stellenweise graugrünlicher Mergel sichtbar).

5 m 5. Granitischer Sandstein. Fallen 72° nach 353°.

8 m Unterbruch.

4 m 6. Granitischer Sandstein. Mündung eines Nebentobels von W.

14 m 7. Nur teilweise aufgeschlossen: Graugrünliche Mergel.

8 m 8. Granitischer Sandstein. Fallen 71° nach 353°.

Damit nähern wir uns der bereits p. 14 erwähnten Stelle ca. 570 m S Schwanzbrugg. Die von hier an neckeraufwärts folgenden, ebenfalls steil N bis NNW einfallenden Gesteine haben wir der Stampienbasis der Zone Gäbris-Süd zugerechnet (vgl. p. 14).

b) Aufschlüsse am Zwieslenbach, Tellerenbach und Nürigbach

Der bei Schwanzbrugg von E her in den Necker mündende Zwieslenbach durchfliesst zusammen mit seinem einen Quellarm, dem Tellerenbach (vgl. Tafel II), ein ca. 5 km langes, den Nagelfluhzug des Hochhamm alpenwärts begleitendes Tal. Es verläuft fast in seiner ganzen Länge in dem allerdings sehr stark von Quartär bedeckten Aquitan der Zone Gäbris-Süd. Erst im untersten Abschnitt, in der Gegend von Harzenmoos, quert der Zwieslenbach in scharfer Nordbiegung die Synklinale S_1 nach Norden und gelangt so in seinem untersten Laufe in die Zone Gäbris s. str.

[1]) Als «bunt» bezeichnen wir eine Nagelfluh mit mindestens 10 % Kristallingeröllen, als «halbbunt» eine solche mit mindestens 5 % Kristallingeröllen.

Die beidseitig der Synklinale S_1 aufgeschlossenen Profile entsprechen annähernd dem Neckerprofil, mit dem Unterschied, dass infolge der (unten noch zu besprechenden) Divergenz der Streichrichtungen der beiden Synklinalflügel noch jüngere Schichten den Muldenkern bilden. So erkennen wir in der Zone Gäbris s. str. SW Harzenmoos (vgl. Tafel II) am Zwieslenbach im Hangenden der Nagelfluh, welche als vermutliche NE-Fortsetzung der Bank Nr. 8 des Neckerprofils p. 16 zu betrachten ist, noch vier weitere Nagelfluhbänke. Dieselben besitzen 1—4 m Mächtigkeit, führen bunte Nagelfluh (Typus e-m, Renz, Lit. 140, p. 97) und gehen teilweise in granitischen Sandstein über. An einer Stelle des Nordufers sieht man deutlich, wie knaueriger, massiger granitischer Sandstein sich, anscheinend nach SW zu, unter Einschaltung sandig-mergeliger Schichten in harte, von Scherflächen durchzogene Kalksandsteinbänkchen auflöst.

In analoger Weise sind auch südlich der Synklinale S_1 hangendere Bänke erhalten. Wir treffen hier mindestens 5 Nagelfluhbänke an, die ebenfalls wieder von typischem granitischem Sandstein eng verknüpft sind. Sie haben teilweise noch bunten Charakter, so eine ca. 200 m S der Synklinallinie aufgeschlossene Bank (Typus der bunten e-m-Dolomit-Kalknagelfluh).

Am Tellerenbach sind die Aufschlüsse ca. 500 m SW Egg (vgl. Tafel II) zu erwähnen. Hier stehen 3—12 m mächtige bunte Nagelfluhen mit z. T. rotfleckigem Bindemittel an, ferner blaugraue und gelbliche, stellenweise rote, tektonisch stark beanspruchte Mergel. Das Fallen beträgt durchschnittlich 85° nach 350°. Auch die nördlich anschliessenden, ähnlich gelagerten Nagelfluhrippen des Hügels von Egg gehören in einer Mächtigkeit von mindestens 250 m noch der Zone Gäbris-Süd an.

Schliesslich ist die Aquitanserie der Zone Gäbris-Süd in gegen 200 m Mächtigkeit in dem vom Nürigbach durchflossenen Bühltobel (SW Urnäsch) entblösst. Steil NW-fallende Nagelfluhbänke machen auch hier einen beträchtlichen Prozentsatz der Schichtfolge aus. Es handelt sich wiederum um bunte Nagelfluhen vom «Gäbristypus» (vgl. Anmerkung, p. 3, unten). Ein südlichster, über 50 m breiter Streifen der Serie ist nagelfluhfrei; die Möglichkeit, dass er vielleicht teilweise bereits der stampischen Basis der Zone Gäbris-Süd angehört, bleibt vorläufig noch bestehen.

3. Zusammenfassung; Vergleich mit weiter östlich liegenden Teilen der Gäbriszone s. l.

a) Stampien

Die Rekonstruktion der ursprünglichen Schichtfolge und der wahren Mächtigkeitsverhältnisse des Stampiens der Gäbriszone s. l. ist im Untersuchungsgebiet durch tektonische Komplikationen erschwert und teilweise verunmöglicht. Es lassen sich immerhin die folgenden charakteristischen lithologischen Serien erkennen:

In der nördlichen Stampienzone lässt sich eine steil NW-fallende Nordserie (vgl. Detailprofil p. 13) von einer sehr steil SE-fallenden Südserie (p. 13, unten, und 14, oben) abtrennen.

Die Nordserie besteht aus einem Wechsel von meist graugelblich-blaugrau getönten, untergeordnet auch rötlichen Mergeln mit klüftigen, harten, mittel- bis grobkörnigen Kalksandsteinen, letztere mit seltenen Schnüren von kleingerölliger Kalk-Dolomitnagelfluh; an einigen Stellen, besonders im nördlichen Teil, ist granitischer Sandstein eingeschaltet.

Nur rudimentär entwickelt ist die Südserie (vgl. p. 13—14). Sie beginnt am Necker mit einer Serie gelblichgrauer und blaugrünlicher bis blaugrauer Mergel, denen dünne Mergelsandstein- und Kalksandsteinbänkchen eingeschaltet sind und die ausserdem zwei granitische Sandsteinbänke enthält. Gegen das Hangende zu geht sie in eine Mergel-Kalksandstein-Serie über; deren Kalksandsteine zeigen lokal «granitische» Anklänge.

Das Profil der Stampienbasis der Zone Gäbris-Süd beginnt am Necker stratigraphisch unten (d. h. im S) ebenfalls mit einer Serie graugrünlich-gelbgrau gefärbter Mergel mit Einschaltungen von Mergelsandsteinbänkchen (vgl. p. 14). Gegen N zu werden dann Kalksandsteine, darunter solche mit Übergängen zu granitischem Sandstein, häufiger. Auch eigentliche granitische Sandsteine treten vereinzelt auf. Die Kalksandsteine führen an einzelnen Stellen Kalknagelfluhen (Kalknagelfluh von Eggle).

Weiter westlich, im Gebiet von Salomonstempel, erscheint im Liegenden der eben erwähnten mergelreichen Serie noch eine tiefere Serie, in welcher Kalksandsteine mit Mergeln wechsellagern. Letztere sind stellenweise rötlich getönt.

Alle diese Serien liegen eindeutig im Liegenden der Gäbrisnagelfluh. Die nördliche Stampienzone lässt sich ausserdem vom Neckergebiet aus ohne Schwierigkeit ins Urnäsch- und Sittergebiet hinüber verfolgen (vgl. Tafel I).

Schwieriger gestaltet sich der Vergleich mit dem Urnäschprofil im einzelnen: An der Urnäsch unterscheidet Ludwig (Lit. 123, p. 4—5):

1. eine «tiefere sandsteinreiche Zone» mit im Mengenverhältnis überwiegenden Mergeln,
2. eine mittlere Serie von gelblichen Mergeln und
3. eine «höhere sandsteinreiche Zone» mit grobkörnigeren, häufigeren und mächtigeren Kalksandsteinbänken (Zone des Appenzellersandsteins).

Die beiden tieferen Serien (1 und 2) stehen fast saiger, die stark geklüfteten Mergel- und Kalksandsteinbänke sehen daher wie künstliche Trockenmauern («Teufelsmauern» im Volksmund) aus. Renz nennt deshalb diese Zone «Zone der Teufelsmauern» (Lit. 139, p. 71).

Wenn wir versuchen, die oben besprochenen Serien des Neckergebietes in dieses Ludwigsche Schema einzuordnen, so ist dies vorläufig nur auf Grund lithologischer Vergleiche möglich, denen immerhin ein gewisses Gewicht zukommt. Am wahrscheinlichsten scheint mir vorläufig folgende Parallelisation zu sein:

Die «tiefere sandsteinreiche Zone» des Urnäschprofils dürfte innerhalb der Zone Gäbris-Süd am ehesten den bei Salomonstempel (Profil 17) sichtbaren kalksandsteinreichen Schichten entsprechen.

Der «Serie von gelblichen Mergeln» des Urnäschprofils entspricht im Neckergebiet 1. die sehr steil SE-fallende mergelreiche Serie, die im N bei ca. 270 m NNW Schwanzbrugg beginnt (vgl. p. 13—14: Nrn. 10—13); 2. in der Stampienbasis der Zone Gäbris-Süd die mergelreiche Serie ca. 50—130 m S des Steges von Unterlank (vgl. p. 14); event. samt nördlich anschliessenden, schlechter aufgeschlossenen Mergeln.

Dagegen suchen wir vergeblich nach einer «würdigen» direkten Fortsetzung der «höheren sandsteinreichen Zone» (Zone des Appenzellersandsteins, II *b* auf Tafel I), welche an der Urnäsch noch über 500 m mächtig ist.

Renz (Lit. 140, p. 133) hat diese Tatsache mit der Annahme zu erklären versucht, die Zone der Appenzellersandsteine gehe nach W zu in Mergelfazies über. Ich halte diese Ansicht nicht für richtig und glaube, die Reduktion dieser Serie gehe auf tektonische Ursachen zurück (vgl. tektonischen Teil). Die Detailprofile am Necker sowohl am S-Rand der nördlichen Stampienzone als auch am Nordrand der Stampienbasis der Zone Gäbris-Süd zeigen, dass wenigstens ein kleiner Teil der Zone der Appenzellersandsteine an beiden Orten noch vorhanden ist. In der Zone Gäbris-Süd würden die Kalknagelfluhen von Eggle (p. 14) in die Zone des Appenzellersandsteins zu stellen sein. Dieselben wären also als Ausläufer der Kalknagelfluhen der Wintersbergschichten der Kronbergzone s. l. zu deuten.

Was schliesslich die p. 13 besprochene Nordserie der nördlichen Stampienzone betrifft, so glaube ich vorläufig, dieselbe am ehesten ebenfalls der «Zone des Appenzellersandsteins» stratigraphisch gleichsetzen zu dürfen.

Über die genaue stratigraphische Stellung, welche die einzelnen Serien innerhalb des Stampien einnehmen, sind wir noch nicht genügend orientiert. Bis vor kurzem war das stampische Alter der «nördlichen Stampienzone» nur durch wenige Gastropodenfunde von schlechtem Erhaltungszustand belegt (vgl. unten). Nur in der Zone von Inngrüne im westlichen Vorarlberg, die man als ein Äquivalent der nördlichen Stampienzone der ostschweizerischen subalpinen Molasse betrachten kann, waren schon Säugetierfunde gemacht worden, die auf «nicht oberstes Stampien» als Alter eines mittleren Teiles dieser Zone hinwiesen (Stehlin in Lit. 83, p. 64). Kürzlich hat nun J. Hürzeler (persönliche Mitteilung) auch an der Basis der Gäbrisnagelfluhzone, bei Saien an der Urnäsch zwischen Waldstatt und Urnäsch, oberes Mittelstampien nachweisen können. Noch nicht genauer festgelegt ist das Alter der tiefsten aufgeschlossenen Schichten. Immerhin ist sicher, dass die oben erwähnte «tiefere sandsteinreiche Zone» (Ludwig, Lit. 123, p. 5) nicht in das marin-brackische Rupélien hinabreicht. Dieses letztere schliesst nämlich in der subalpinen Molasse nach oben hin überall mit den charakteristischen Horwerplatten ab und besteht im übrigen aus den leicht kenntlichen Grisigermergeln.

b) Aquitan

Die beiden Aquitanserien der Gäbriszone s. l., d. h. die Zone Gäbris s. str. («Nordserie der südlichen Aquitanienzone» Ludwigs in Lit. 123; II c auf Tafel I) und das Aquitan der Zone Gäbris-Süd («Süd-

serie der südlichen Aquitanienzone» Ludwigs in Lit. 123; II *e* auf Tafel I) lassen sich auch im Neckergebiet feststellen. Sie sind allerdings hier nicht mehr vollständig entwickelt; nur der direkt über dem Stampien liegende stratigraphisch unterste Teil ist von beiden Serien noch vorhanden [1]).

Die steil SE-fallende Nordserie beginnt am Necker unten, d. h. im NW, mit einer Folge von granitischen Sandsteinen und blaugrünlich-gelbgrau getönten Mergeln. Die granitischen Sandsteine führen lokal bereits Kalknagelfluhen mit einem geringen Prozentsatz metamorpher Kristallingerölle (Typus der m-Dolomit-Kalknagelfluhen in Renz, Lit. 140, p. 97). Ca. 180 m über der vermutlichen Basis des Aquitans führen die granitischen Sandsteine immer häufiger Geröllschnüre und gehen teilweise in sandig verkittete Nagelfluhen vom Typus der «bunten Gäbrisnagelfluh» (vgl. Anmerkung p. 3, unten) über. Neben den bunten Nagelfluhen finden wir auch in diesen Niveaus noch Kalknagelfluhen mit nur wenigen metamorphen kristallinen Geröllen.

Sehr ähnlich ist das Profil der steil N-fallenden Südserie. Es beginnt unten, d. h. im S, ebenfalls mit granitischen Sandsteinbänken, welche mit Mergeln wechsellagern. Etwas höher oben stellen sich wieder zuerst Kalknagelfluhen mit metamorphen Kristallingeröllen ein. Sie sind oft mit dem granitischen Sandstein innig verknüpft (vgl. p. 16, oben, Bank Nr. 8). Höher oben, vermutlich ca. 200 m über der Basis, erscheint halbbunte bis bunte Nagelfluh vom Gäbristypus, so z. B. am Zwieslenbach ca. 200 m südlich der Synklinale S_1. Daneben tritt auch in diesen Niveaus noch Kalknagelfluh auf, so im Neckerprofil.

Aus den vorstehenden Ausführungen ist zu entnehmen, dass die lithologische Ausbildung des Aquitans von derjenigen weiter im E nicht stark verschieden ist (vgl. Ludwig, Lit. 122, und Renz, Lit. 140). Auch dort führen die untersten Nagelfluhen noch keine Gerölle von nichtmetamorphem Kristallin; solche stellen sich erst etwas höher oben ein. Der Anteil der Nagelfluhen am Gesamtprofil ist jedoch geringer als in den entsprechenden Horizonten weiter im E. Er beträgt am Necker sowohl nördlich wie südlich der Synklinale S_1 unter 7 %, wogegen die Mergel rund 70—80 %, die granitischen Sandsteine 10—20 % und die Kalksandsteine unter 5 % des Gesamtprofiles ausmachen. Wir müssen also mit einem allgemeinen, gegen W zu stattfindenden Auskeilen der Gäbrisnagelfluhen rechnen. In der Tat lässt sich an mehreren Orten des Neckergebietes klar verfolgen, wie die Gäbrisnagelfluhen nach W zu in granitischen Sandstein übergehen. Auch das Auftreten eines basalen, praktisch noch nagelfluhfreien, ca. 100 m mächtigen Streifens, worin neben Mergeln granitischer Sandstein dominiert, dürfte auf Auskeilung weiter östlich noch vorhandener Nagelfluhen zurückzuführen sein. So ist es auch zu verstehen, dass halbbunte bis bunte Nagelfluhen mit Eruptivgesteinsgeröllen in der «Nordserie» am Necker schon in der zweituntersten Bank auftreten, im Gebiet der östlichen Gäbriszone E Reute (vgl. Renz, Lit. 139, p. 79) dagegen erst in der fünftuntersten Bank.

Schon Kaufmann (Lit. 89, p. 100) hatte bei Schwanzbrugg das Auskeilen der Gäbrisnagelfluhen beobachtet. Gutzwiller schreibt (Lit. 62, p. 18), dass die südlichen Bänke der Gäbrisnagelfluh am Necker nach W auskeilen, während die nördlichen allein übrigbleiben. Diese Anschauung wird dadurch verständlich, dass dieser Autor die Synklinallinie S_1 auf der Karte (Blatt IX der Geologischen Karte der Schweiz 1 : 100 000) und seinen Profilen (Lit. 62) zu weit südlich, etwa in der Gegend von Nr. 3 des Profils p. 14 der vorliegenden Arbeit, durchziehen lässt; d. h. er rechnet irrtümlicherweise alle am Necker vorhandenen Nagelfluhbänke zu der Nordserie (Gäbriszone s. str.). Ludwig (Lit. 120, p. 92) hat die Beobachtungen Kaufmanns über das Auskeilen von Nagelfluhen bei Schwanzbrugg bestätigt. Er erkennt auch das Durchziehen der Südserie (Aquitan der Zone Gäbris-Süd, II *e* auf Tafel I) bis an den Necker. R. Staub (Lit. 163, Tafel VIII) hat aus diesen Beobachtungen den Schluss gezogen, die ganze Gäbrisnagelfluhzone keile in der Gegend des Neckers vollständig aus. Wie im tektonischen Teil noch näher auszuführen sein wird, komme ich auf Grund der Detailbeobachtungen ebenfalls zum Schluss, dass die Gäbrisnagelfluhen, d. h. auch die im Neckergebiet nicht mehr erhaltenen mittleren und höheren Bänke, ursprünglich höchstens einige Kilometer über das jetzige westliche Ende bei Hemberg hinaus nach W gereicht haben.

Zum Schlusse dieses Kapitals sei noch in Kürze die Frage der Stampien-Aquitan-Grenze erörtert.

Im Text und auf den Tafeln der vorliegenden Arbeit wurde mangels entscheidender Fossilfunde als Stampien-Aquitan-Grenze in der Gäbriszone vorläufig eine Linie angenommen, die im Neckergebiet ca. 100 m unter der untersten m-Dolomit-Kalknagelfluhbank liegt. Diese Grenzziehung trägt der in der neueren Literatur mehrfach geäusserten Auffassung (z. B. R. Staub, Lit. 163) Rechnung, nämlich der Ansicht, dass diese Grenze mit der Obergrenze der Zone des Appenzellersandsteins resp. mit dem Beginn der Gäbrisnagelfluhschüttung ungefähr zusammenfalle. Dass wir den ca. 100 m

[1]) Am Zwieslenbach reicht das Profil in beiden Serien etwas höher hinauf.

breiten Streifen von granitischem Sandstein und Mergeln (im direkten Liegenden der Gäbrisnagelfluhen am Necker) noch zum Aquitan rechnen, hat seinen Grund darin, dass die Gäbrisnagelfluhen, wie oben erwähnt, weiter östlich bereits in diesem etwas tieferen Niveau einsetzen.

Baumberger (Lit. 10, p. 555 ff.) hat von den vielen innerhalb der Gäbriszone s. l. gelegenen Fundstellen von Heliciden wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Fossilien nur wenige für eine annähernde Bestimmung in Betracht ziehen können. In der weiteren Umgebung der fraglichen Stampien-Aquitan-Grenze sind es die folgenden Stellen: 1. unter Harzenmoos am Zwieslenbach (Koord. ca. 732,7/240,02, S. A.-Blatt 234 Kappel); 2. Hargartentobel W der Sitter (Koord. ca. 745,0/246,78, S. A.-Blatt 224 Appenzell); 3. Schlössli E der Sitter (Koord. ca. 746,3/246,88, S. A.-Blatt 224 Appenzell) und 4. Harzig NE Bühler (Koord. ca. 751,0/250,5, S. A.-Blatt 222 Teufen). Wenn wir versuchen, diese Stellen durch Verfolgung der Schichthorizonte gegenseitig stratigraphisch einzuordnen, so stellen wir fest: Einzig die Stelle Harzenmoos, die aquitane Formen lieferte, liegt stratigraphisch eindeutig höher als die beiden Fundstellen Hargartentobel und Schlössli, deren Material als stampisch bestimmt wurde. Dagegen gelangt die Fundstelle Harzig NE Bühler, welche Formen geliefert hat, die von Baumberger als aquitan bestimmt wurden, ganz eindeutig in ein stratigraphisch wesentlich tieferes Niveau als die Fundstelle Schlössli E der Sitter. Diese Diskrepanz kann man sich nur erklären, wenn man annimmt, dass bei der Bestimmung des offenbar in unzulänglichem Erhaltungszustand vorliegenden Fossilmaterials Fehler unterlaufen sind.

Wenn wir die Stampien-Aquitan-Grenze, wie wir sie im Neckergebiet angenommen haben, ins Urnäsch- und Sittergebiet hinüber verfolgen, so quert dieselbe die Urnäsch oberhalb Saien (N Zürchersmühle, S. A.-Blatt 221 Schwellbrunn), d. h. mehr als 300 m südlich der von Ludwig (auf Blatt Herisau–Schwellbrunn des Geolog. Atlas der Schweiz 1 : 25 000) angegebenen Stelle. An der Sitter kommt sie ins Niveau der untersten bedeutenden Gäbrisnagelfluhbank, nämlich derjenigen von Mittelholz, zu liegen (1,5 km SSE Kirche Haslen; S. A.-Blatt 224 Appenzell). Von den obenerwähnten Fundstellen liegt neben Harzenmoos am Zwieslenbach einzig noch Schlössli E der Sitter (und diese Stelle recht knapp) über diesem Horizont. Hargartentobel und besonders Harzig liegen dagegen bedeutend tiefer.

Kürzlich hat Pater E. Regli bei Saien an der Urnäsch Funde von Säugern gemacht, die von J. Hürzeler bestimmt wurden (vgl. p. 18). Dadurch ist nun nachgewiesen worden, dass ein Niveau, das kaum 100 m tiefer liegt als die Rippe von Mittelholz an der Sitter, dem oberen Mittelstampien angehört. Für die Fundstelle Harzig NE Teufen entfällt damit endgültig die Möglichkeit eines aquitanen Alters.

B. Tektonik

1. Die Zone der «nördlichen Antiklinale» (Antiklinale A_1)

a) Historisches

Mit dem stratigraphischen Begriff der «nördlichen Stampienzone» ist der rein tektonische Begriff einer «nördlichen antiklinen Zone» oder besser «Antiklinalzone s. str.» (Renz, Lit. 139, p. 61) recht eng verknüpft, aber räumlich nicht ganz identisch. Renz versteht darunter für die östliche sanktgallisch-appenzellische Molasse die Zone meist steil SSE- oder NNW-fallender Schichten mit z. T. komplexen antiklinalen Kernstörungen, die die Gäbrisnagelfluhzone im NNW begleitet. Diese «Antiklinalzone» s. str.» von Renz umfasst im östlichen Appenzell nicht nur die nördliche Stampienzone Ludwigs, sondern auch einen N an dieselbe anschliessenden Streifen ebenfalls noch stärker dislozierter granitischer Molasse, der etwa mit unserer Unterbachzone (vgl. p. 10) identisch ist.

Zur Erläuterung des Begriffes der nördlichen Antiklinale dürften ferner folgende historischen Bemerkungen von Interesse sein:

Der Begriff der «antiklinen Zone» stammt von B. Studer (Lit. 169, p. 156). Kaufmann (Lit. 89) beschreibt eine «nördliche antikline Zone» mit der «nördlichen Antiklinale» als Leitlinie und roten «antiklinen Mergeln» als Begleitgesteinen (p. 108). Seine nördliche Antiklinale erreicht, vom oberen Zürichsee her knapp südlich an Kloster Berg Sion (vgl. Tafel I) vorbeiziehend, «eine Viertelstunde unterhalb Kappel» die Thur und zwischen Schwanzbrugg und Neckerau den Necker. Auf dieser ganzen Strecke seien die roten antiklinen Mergel (im Zusammenbang mit dem Widerstand der Hörnlikette) bei der Dislokation der Molasse in der Tiefe zurückgeblieben; erst an der Urnäsch seien sie wieder entblösst. Dazu ist zu sagen, dass Kaufmann die Bezeichnung «rote Mergel» offenbar weniger im Sinne vorwiegend roter Mergelserien, sondern mehr als Zonenbegriff gebrauchte.

Gutzwillers (Lit. 185) auf Blatt IX der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100 000 eingezeichnete nördliche Antiklinallinie weicht im wesentlichen nicht von derjenigen Kaufmanns ab. Sie quert, vom Regelsteinnordhang herkommend, unmittelbar N Kappel das Thurtal und zieht sich dann in gerader Linie nach Schwanzbrugg, dann südlich an Schönengrund (S. A.-Blatt 221 Schwellbrunn) vorbei und erreicht die Urnäsch bei der Murbachmündung (ca. 1,4 km SE Waldstatt, vgl. S. A.-Blatt 221 Schwellbrunn). Offenbar im Hinblick auf die von ihm sorgfältig beobachteten Verhältnisse in den Töbeln NE und ENE Uznach stellt sich Gutzwiller die nördliche Antiklinale vor als ein kompliziertes, enggepresstes Gewölbe, das aus mehreren sich im Streichen ablösenden Falten besteht. Der von Gutzwiller verwendete Begriff «Antiklinalzone» umfasst die Gesamtheit der bezüglich einer Längsachse antiklinalgestellten Schichtkomplexe.

Die Darstellung über Ausbildung und Verlauf der «nördlichen Hauptantiklinale» von Alb. Heim (Lit. 75, p. 180) deckt sich ebenfalls im wesentlichen mit den oben angeführten Ansichten von Gutzwiller und Kaufmann. Aus den

Verhältnissen im Rickentunnel bei km 3,979 ab Südportal folgert Arn. Heim (Lit. 80), dass der Antiklinalkern und «überhaupt der ganze Südschenkel diskordant auf den NW-Schenkel überschoben sei».

Ludwig (Lit. 116, p. 169) betrachtet 1922 die «grosse nördliche Hauptantiklinale» von Berneck im Rheintal an über Trogen, Hundwil (Appenzell A.-Rh.), Kappel bis Uznach (E des oberen Zürichsees) als «völlig sichergestellt». Baumberger sieht in ihr die Fortsetzung seiner Rigiaufschiebung, längs der auch in der Ostschweiz Stampien auf Aquitan aufgeschoben sei.

Kesseli (Lit. 92) glaubt nicht an die Baumbergersche Aufschiebung im Sektor der ostschweizerischen A_1, betont aber das Vorhandensein einer zentralen Quetschungszone mit grossen Fallwinkeln innerhalb der Antiklinalzone. Die saigere Schichtstellung dieser Kernzone weise auf fehlende Belastung, d. h. auf Erosionsvorgänge während der Auffaltung und somit auf eine Zweiphasigkeit der Molassedislokation. Wie Ludwig gezeigt hat (Lit. 123, p. 136, und Lit. 122, p. 4) hat sich Kesselis Parallelisierung der beiden Antiklinalflügel als unhaltbar erwiesen.

In Lit. 83, p. 29, betrachtet Arn. Heim die Fortsetzung der Antiklinale A_1 im westlichen Vorarlberg als einen durch Stauung während der Ablagerung der Schichten entstandenen «Pseudodiapir». Dies soll nach demselben Autor auch für die Ostschweiz gelten (Lit. 85, p. 228). Die nördliche Antiklinale soll sich hier von Berneck im Rheintal aus durch die ganze subalpine Molasse der Ost- und Zentralschweiz bis in die Westschweiz hinein verfolgen lassen. Nördlich Urnäsch quere sie den gleichnamigen Fluss am Nordrand der senkrechten «Teufelsmauern», d. h. wenig nördlich der Murbachmündung (vgl. die oben angeführte Ansicht Gutzwillers, p. 20).

1931 verwirft Ludwig (Lit. 123, p. 134 ff.) die Baumbergersche Ansicht von der Aufschiebungsnatur der «nördlichen Antiklinale». Er konstatiert nur eine mehr oder weniger saigere «Anschiebung» steilgestellter Stampiengesteine («Teufelsmauern») an die granitische Molasse. Auch auf Blatt Flawil–Brunnadern–Herisau–Schwellbrunn des Geolog. Atlas der Schweiz 1 : 25 000 (Lit. 189) zeichnet er die Antiklinallinie beidseits der Urnäsch als senkrechte «Anschiebung»; ähnlich auf den Profilen II und III durch die ostschweizerische Molasse (Lit. 121) als 80—85° NNW-fallende Unterschiebung. 1934 (Lit. 59, p. 880) betont er neuerdings das Fehlen einer eigentlichen Überschiebung in der nördlichen Stampienzone. Auf Profil 2 zu Lit. 59 (p. 883), welches die geologischen Verhältnisse im Urnäschgebiet zur Darstellung bringt, ist die genannte «Anschiebung» der Zone der Teufelsmauern (vgl. Tafel I: Nr. II*a*) nicht mehr eingezeichnet.

In Lit. 123 betrachtete Ludwig die Zone der Teufelsmauern (vgl. Tafel I: Nr. II*a* und Blatt Flawil–Brunnadern–Herisau–Schwellbrunn des Geolog. Atlas der Schweiz 1 : 25 000) als die ältesten, unmittelbar S des eigentlichen Antiklinalkerns gelegenen Schichten des Südflügels der Antiklinale A_1. Anders auf dem oben erwähnten Profil 2 zu Lit. 59, p. 883. Nach diesem Profil lässt sich ausser einer Antiklinale und einer Synklinale am Nordrande der Zone der Teufelsmauern auch innerhalb dieser Zone je eine enggepresste Antiklinale und Synklinale feststellen; eine weitere Antiklinale soll mitten durch die SSE-fallende, SSE anschliessende Zone des Appenzellersandsteins (vgl. Tafel I: Nr. II*b*) ziehen. Auch nach Saxer (Lit. 153, p. 506) ist die Zone der Teufelsmauern (II*a* auf Tafel I) in sich stark gestört und bildet den Kern der Antiklinale A_1. Dagegen ist nach diesem Autor die Zone des Appenzellersandsteins (II*b* auf Tafel I) als Ganzes auf die Zone der Teufelsmauern aufgeschoben.

Renz (Lit. 140, p. 138) betrachtet die Grenze Teufelsmauernzone—granitische Molasse im Einklang mit Ludwig (Lit. 123) als steile Anschiebungsfläche («Teufelsmauernaufschiebung»); die Zone der Teufelsmauern wird als normale stratigraphische, nicht als gedoppelte Serie und im Sinne von Ludwig (Lit. 123) als stratigraphisch Tiefstes des Südflügels der A_1 aufgefasst. In Lit. 139 glaubt Renz (p. 72) annehmen zu dürfen, dass das Stampien im Urnäschquerschnitt auf die granitische Molasse aufgeschoben sei:

1. im N längs einer gebrochenen Synklinalknickung (= «Teufelsmauern-Aufschiebung»);
2. weiter im S längs Scheitelbrüchen, d. h. vor allem längs der zwischen Zone der Teufelsmauern und Zone der Appenzellersandsteine gelegenen Aufschiebung Saxers.

Auf der Westseite des Thurtales ist die Antiklinale A_1 nach Renz (Lit. 140, p. 140) als saigere Anschiebung, im Regelsteingebiet als steil SSE-fallende Aufschiebung zu betrachten. Betreffs des allgemeinen Verlaufes der Antiklinale A_1 in meinem Untersuchungsgebiet folgt Renz der Darstellung von Gutzwiller; zusammenfassend stellt er fest, dass der Begriff der nördlichen Antiklinalzone zwischen Thur und Rhein auch heute noch beizubehalten sei.

b) Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme

Wie bereits im Kapitel «Stratigraphie» (p. 13) gezeigt wurde, folgt am Necker ca. 270 m NNW Schwanzbrugg auf eine nordwestliche, steil NW-fallende Stampienserie (Profilnrn. 1—8) eine sehr steil SE-fallende, von Störungen durchsetzte Serie in der Fazies der mergelreichen «Teufelsmauern»-Gesteine (vgl. auch Tafel IV, Profil 15). Es kann kein Zweifel daran bestehen, dass in der schmalen Aufschlusslücke zwischen diesen beiden Serien die eigentliche Kernstörung der Antiklinale A_1 durchzieht. Dass es sich hierbei nicht etwa um eine blosse geometrische Antiklinalachse, sondern um eine wirkliche, geologische Antiklinalachse handelt, ist schon auf Grund der in den Detailprofilen genauer beschriebenen Lagerungsverhältnisse zu vermuten und wird bewiesen durch lithologische Merkmale der Gesteine der beiden Serien (Kreuzschichtung, Erosionswülste). Dieselben sprechen nämlich für normale, nicht überkippte Lagerung der beiden Serien, wenn man von einigen Stellen mit ruschelzonenartigen Sekundärstörungen und damit verknüpften sekundären Biegungen absieht. Wir haben also am Necker den Typus einer Molasseantiklinale mit ca. senkrechter Antiklinalachse mit fehlender Antiklinalbiegung und sehr steil NW- resp.

SE-fallenden Flügeln vor uns. Wahrscheinlich ist der Südflügel gegenüber dem Nordflügel etwas gehoben (vgl. die Ausführungen über die stratigraphische Stellung der beiden Serien p. 18), doch ist dies vorläufig nur eine Vermutung.

Bei der Betrachtung von Tafel II und Tafel IV (Profil 15) fällt sofort auf, dass der stampische Anteil des Südflügels der A_1 im Neckerprofil nur sehr schmal ist. Wie schon oben (p. 18) erwähnt, steht das damit im Zusammenhang, dass die Zone des Appenzellersandsteins grösstenteils fehlt.

Die Lagerungsverhältnisse legen nun die Annahme nahe, dass diese Reduktion nicht stratigraphischer, sondern tektonischer Natur ist. So fallen die Schichten des Mergelaufschlusses Nr. 13 (s. Profil p. 13) mit meist über 80° nach SE ein; auf der Westseite des Tobels ist sogar eine lokale steile Überkippung zu 85° NW-Fallen zu beobachten. Schon der Kalksandstein von Nr. 13 (p. 13) mit seinem auf dem Ostufer geringeren SE-Fallen (70°) scheint durch eine sekundäre Schubfläche von den genannten tiefsten Schichten getrennt zu sein. Eine zweite Schubfläche dürfte N der 78° SE-fallenden drei Kalksandsteinbänke Nr. 16 verlaufen (vgl. Tafel II und Profil 15, Tafel IV). Eine dritte Schubfläche, vielleicht die bedeutendste, glaube ich südlich der Bänke Nr. 16, also etwa 50—60 m NW Schwanzbrugg, annehmen zu dürfen; denn die SE folgenden untersten Gäbrisnagelfluhen fallen E der Schwanzbrugg mit nur noch 56—65° nach SE ein. Weitere Untersuchungen müssen nun zeigen, ob sich solche jedenfalls steil SE-fallende Schubflächen auch im Gebiet zwischen Necker und Urnäsch feststellen lassen und ob eine derselben nach ENE zu in die von Saxer (Lit. 153, p. 506) an der Basis der Zone der Appenzellersandsteine im Urnäschprofil festgestellte Schubfläche übergeht.

Trotzdem an diesen Schubflächen Jüngeres (im SE) an Älteres (im NW) stösst, können wir auch im Neckergebiet den südlich daran anschliessenden Teil der Gäbriszone als Schuppe auffassen. Dies wird allerdings erst verständlich, wenn wir das Profil nach der Tiefe hin ergänzen, wo die Zone des Appenzellersandsteins mächtiger entwickelt sein muss.

Weiter östlich, im Sittergebiet, hat Saxer (Lit. 153) nachgewiesen, dass dort die Zone des Appenzellersandsteins samt den überlagernden Gäbrisnagelfluhen auf die Zone der Teufelsmauern aufgeschoben ist. Dabei dürfte dort an der Sitter der südlichste (jüngste) Teil der Zone der Teufelsmauern in der Tat etwas jünger sein als der nördlichste (älteste) Teil der Zone des Appenzellersandsteins. Der Schuppencharakter ist hier also evidenter als im Neckergebiet; Saxer hat denn auch den Begriff «Gäbrisschuppe» an der Sitter aufgestellt.

Dass die vorhin erwähnte Auskeilung der Zone des Appenzellersandsteins (II *b* auf Tafel IV) gegen das Neckergebiet hin auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist, darauf weist auch folgendes:

Sowohl an der Sitter wie auch an der Urnäsch liegt zwischen den senkrecht gelagerten Schichten der Zone der Teufelsmauern (II *a* auf Tafel IV) und den SSE-fallenden der südlich folgenden Zone des Appenzellersandsteins (II *b* auf Tafel IV) eine Schubfläche. Während nun die Zone der Teufelsmauern an der Urnäsch breiter ist als an der Sitter, ist die Zone des Appenzellersandsteins an der Urnäsch bereits schmäler (vgl. Tafel IV). Ausserdem streicht die Zone der Teufelsmauern an der Urnäsch deutlich diskordant (d. h. ca. SW-NE, genauer um N 55° E) zur Zone des Appenzellersandsteins, die dort ein Streichen von ca. N 62° E aufweist.

Wir gehen nun auf die tektonischen Verhältnisse westlich des Neckers ein.

Auf der Westseite des Neckertales lässt sich die Zone der nördlichen Antiklinale in einigen Aufschlüssen in südwestlicher Richtung S an Dorf Hemberg vorbei noch bis gegen Bad hin feststellen (vgl. auch p. 15). Die eigentliche geologische Antiklinallinie, die Kernstörung (A_1 auf Tafeln II und IV) als solche, hört in der näheren Umgebung von Bad oder wenig südwestlich davon auf. Aufschlüsse am E-Hang SW der Häuser von Bad zeigen nämlich, dass hier die NE-SW-streichenden, steil NW-fallenden Schichten des nördlichen Teils der nördlichen Stampienzone längs einer Linie, die in der SW-Verlängerung der Kernstörung A_1 liegt, nach S zu an den fast genau E-W-streichenden, steil N-fallenden Schichten der Stampienbasis der Zone Gäbris-Süd abstossen. Von der SE-fallenden Serie zwischen A_1 und S_1 ist hier also nichts mehr übriggeblieben; die Synklinale S_1 ist in die Kernstörung der «nördlichen Antiklinale» eingemündet. Damit wird aus der antiklinalen Kernstörung eine sekundäre Schubfläche; dieselbe lässt sich anscheinend nicht bis zum Thurtal hinüber verfolgen, sondern wird von

anderen, benachbarten sekundären Schubflächen abgelöst[1]). Daraus geht hervor, dass im Sektor des Thurtals die stampischen Schichten des Nordflügels der A_1 mit der Stampienserie der Zone Gäbris-Süd zu einer einzigen, allerdings von sekundären Schubflächen durchsetzten Serie verschmelzen; aus der Zone der nördlichen Antiklinale ist damit ein nördlicher Bestandteil des Nordflügels der Antiklinale A_2 geworden (vgl. Tafeln II und IV).

Die bisher als A_1 betrachtete Antiklinale des Thur- und Regelsteingebietes (vgl. die Ausführungen p. 20) ist somit als Fortsetzung der südlichen ostschweizerischen Antiklinale, d. h. der Antiklinale A_2, aufzufassen. Eine erste Antiklinale, analog derjenigen östlich des Neckers, ist erst westlich ausserhalb des Untersuchungsgebietes, in den Töbeln W Gommiswald (vgl. Tafel II), zu beobachten und lässt sich von dort aus durch das obere Zürichseetal über Feusisberg bis SE Schindellegi verfolgen, wo sie an der Hohe-Rone-Aufschiebung abstösst.

2. Das Westende der Gäbriszone s. str. und die Zone Gäbris-Süd

a) Historisches

Nach Studer (Lit. 169, p. 365) gehen die Nagelfluhen der Gäbriszone bis an die Thur. Kaufmann (Lit. 89, p. 100) erkennt dann als erster Auskeilungserscheinungen der Gäbrisnagelfluh bei Schwanzbrugg. Er sieht jedoch in diesen Auskeilungen nur ein lokales Phänomen; in Wirklichkeit ziehe die Nagelfluhzone nach WSW weiter und wäre wohl auch im Regelsteingebiet noch vorhanden, wenn sie hier nicht axial herausgehoben worden wäre und dann junge Abtragung ihre letzten Reste beseitigt hätte (Lit. 89, p. 129). Nach Gutzwillers Karte (Blatt IX der Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100 000) ist es durchaus möglich, dass sich die Gäbriszone s. str. über die Thur hinaus nach WSW fortsetzt; im Begleittext (Lit. 62, p. 18) schreibt er, dass am Necker die südlichen Bänke der Gäbrisnagelfluh auskeilen und die nördlichen allein übrigblieben. Alle am Necker noch vorhandenen Bänke gehören danach zur Gäbriszone s. str.; die Synklinale S_1 quert nach ihm den Necker erst weiter südlich (vgl. auch p. 19 der vorliegenden Arbeit). Kesseli (Lit. 92) sucht zu beweisen, dass die NE-SE-streichende Gäbriszone s. str. im Neckergebiet an der südlich folgenden, E-W-streichenden «Überschiebung der Kronbergzone» tektonisch abgeschnitten werde. Kesseli hat die Synklinale S_1 im Neckergebiet übersehen; auch nach ihm gehören alle am Necker noch vorhandenen Nagelfluhbänke in die Zone der südfallenden Gäbrisnagelfluh (Gäbriszone s. str.). Dagegen hat Ludwig (Lit. 120, p. 92) die Synklinale S_1 auch am Necker richtig beobachtet; er erkennt das Durchziehen der Zone Gäbris-Süd bis an den Necker. Die Synklinale S_1 deutet er als wirkliche Synklinale ohne wesentliche Kernstörung, und damit den Zusammenhang zwischen Gäbriszone s. str. und dem Aquitan der Zone Gäbris-Süd als einen normalstratigraphischen. Im Gebiet des Sommersberges (S. A.-Blatt 223 Trogen, SE des Gäbris; vgl. Tafel I) E ausserhalb meines Untersuchungsgebietes hat Renz (Lit. 140, p. 141) den Nachweis erbracht, dass die dortige Forstzone (d. h. im wesentlichen unsere Zone Gäbris-Süd) längs einer «Synklinalaufschiebung» auf die Sommersbergzone (vgl. Tafel I, Zone II*d*) steil aufgeschoben ist. Nach ihm lässt sich diese «Stossaufschiebung» am S-Rand der Gäbriszone s. str. über das Neckertal hinaus auch ins Thurgebiet verfolgen (sog. Ebnateraufschiebung); schliesslich sei sie am Kaltbrunner Dorfbach (vgl. Tafel II und S. A.-Blatt 233 Uznach) wieder zu beobachten. Am Necker soll die Stossaufschiebung nach Renz (Lit. 140, p. 142) etwa auf der Höhe von Buchen, d. h. ca. 650 m S Schwanzbrugg, durchziehen. Renz stützt sich dabei auf eine persönliche Mitteilung des Verfassers über Lagerungsstörungen an dieser Lokalität. Wie schon p. 14 ausgeführt wurde (Profil in der Zone von Salomonstempel: Nrn. 4—6), müssen dieselben jedoch eine andere Deutung erfahren.

b) Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme

Wie schon im stratigraphischen Teil näher erläutert worden ist (p. 15 ff.), besteht die Gäbriszone s. str. am Necker aus einer weniger als 300 m mächtigen, steil nach SE einfallenden Mergel-Sandstein-Nagelfluh-Serie (Nordseite der südlichen Aquitanzone Ludwigs, Lit. 122; vgl. auch Tafeln II, III u. Tafel IV, Profil 15). Sie ist im S begrenzt durch die Linie des Kerns der 1. Synklinale (S_1). Südlich derselben folgt in annähernd symmetrischer Lagerung (in bezug auf eine durch die Achse der S_1 gelegte senkrechte Ebene) die steil N-fallende, annähernd W-E streichende Südserie der südlichen Aquitanzone Ludwigs, d. h. das Aquitan der Zone Gäbris-Süd. Die beiden Aquitanserien sind lithologisch sehr ähnlich (vgl. p. 16).

Der Verlauf des Synklinalkerns S_1 lässt sich bis an den W-Hang des Neckertales in aller Schärfe festlegen. Am Zwieslenbach liegt er ziemlich genau an der Tobelbiegung ca. 500 m E Schwanzbrugg, SW Harzenmoos. Es folgen dort auf ca. 64° SE-fallende Nagelfluhbänke der Nordserie (Gäbriszone s. str.) bachaufwärts nach kurzem Unterbruch zunächst 60° N-fallende, dann, ca. 200 m S des Synklinalkerns, um

[1]) Die wenigen SSE-fallenden Aufschlüsse, die innerhalb der NNW-fallenden Stampienserie hier noch anzutreffen sind, sind mit unbedeutenden, lokalen Störungen innerhalb der steil NNW-fallenden Stampienserie in Zusammenhang zu bringen. Höchstens ein kleiner Aufschluss 48° SSE-fallender Kalksandsteine ca. 400 m NE Salomonstempel (vgl. Tafel III) könnte eventuell noch als letzter Rest des Südflügels der Antiklinale A_1 gedeutet werden.

90° fallende, ca. N 80° E streichende Nagelfluhbänke der Südserie (Aquitan der Zone Gäbris-Süd). Ebenso genau ist der Synklinalkern S_1 am Necker festgelegt. Von der p. 16 beschriebenen Stelle bei der Einmündung des kleinen westlichen Seitentobels ca. 300 m S Schwanzbrugg folgt die S_1 diesem Töbelchen aufwärts in WSW-Richtung. Ca. 200 m WSW von seiner Mündung in den Necker wird es von der Strasse Schwanzbrugg–Hemberg überquert (bei P. 795 auf S. A.-Blatt 234 Kappel). Im Wäldchen westlich dieses Überganges folgen wiederum auf die steil SE-fallenden Nagelfluhbänke, der Nordserie nach S hin nach wenigen m Unterbruch die steil N-fallenden der Südserie. Zum letztenmal sind nahe bei der Synklinalachse liegende, steil N-fallende Schichten beidseits der Strasse Schwanzbrugg–Hemberg bei ca. 885 m, d. h. ca. 550 m WSW der Mündung des Töbelchens, aufgeschlossen. Von hier an nach WSW ist ihr genauer Verlauf nicht mehr zu bestimmen. Nach den benachbarten Aufschlüssen ist zu vermuten, dass sie sich etwa über die Häuser von Eggle S Hemberg (vgl. Tafel IV) gegen Bad hinzieht, in dessen Umgebung sie sich mit der Kernstörung der nördlichen Antiklinale vereinigt (vgl. p. 22).

Die Frage, ob im Kern der Synklinale S_1 eine bedeutende Aufschiebung verlaufe, lässt sich für das Neckergebiet eindeutig entscheiden. Eine eigentliche synklinale Umbiegung, d. h. ein direkter Übergang einer SE-fallenden in eine N-fallende Schicht, konnte ich hier nirgends beobachten. An mehreren Orten kommen sich die steil SE-fallenden Schichten des Synklinal-Nordflügels und die steil N-fallenden des Synklinal-Südflügels bis auf wenige m nahe, ohne dass ein deutlicher Ansatz zu vollständiger Biegung zu bemerken wäre. Daraus würde man zunächst vielleicht auf eine bedeutendere Störung des Synklinalkerns schliessen. Aber, wie schon im stratigraphischen Teil gezeigt wurde und wie aus Tafel IV ersichtlich ist, sind im Neckerprofil die beiden Aquitanserien im N und im S der Synklinalachse als ungefähr gleich mächtig anzunehmen. Eine bedeutende Störung des Synklinalkerns kann also im Neckerprofil nicht vorliegen. Wie aus Tafel IV sehr gut zu ersehen ist, konvergieren ausserdem die beiden genannten Aquitanserien im Grundriss etwa unter demselben spitzen Winkel in WSW-Richtung gegen die Synklinalachse hin, d. h. die letzten Reste beider Aquitanserien dürften sich S Hemberg miteinander axial herausheben. Eine bedeutende Kernstörung ist also auch beidseits des Neckerprofiles, nämlich im untersten Zwieslenbach und am W-Hang des Neckertales, nicht denkbar.

Innerhalb der Aquitanserie der Zone Gäbris-Süd sind deutliche Störungen erst im untersten Zwieslenbachtobel wahrzunehmen; sie scheinen dann nach E hin zuzunehmen. Am Zwieslenbach S Harzenmoos ist der südliche Teil dieser Serie senkrecht aufgerichtet oder sogar zu steilem S-Fallen überkippt; er ist somit sehr deutlich an der S folgenden Aufschiebung A_2 geschleppt. Am Nürigbach S Urnäsch (vgl. p. 17 und Tafel III) fällt der dort aufgeschlossene südliche Teil der Aquitanserie der Zone Gäbris-Süd bei einem Streichen von ca. N 55° E steil nach NW; etwa im Streichen der nördlichsten Aufschlüsse dieser Teilserie sind jedoch etwas weiter bachaufwärts (bei Koord. 737,75/241,47, S. A.-Blatt 235 Hochalp) steil SSE-fallende Aufschlüsse in beschränkter Ausdehnung zu finden. Ca. 300 m N des Nürigbaches ist der nördliche Teil der Aquitanserie der Zone Gäbris-Süd aufgeschlossen; bei ebenfalls steilen Fallwinkeln streicht er um N 75° E, d. h. etwa 20° mehr nach E als der südliche Teil. Dazwischen ist also jedenfalls eine tektonische Fläche anzunehmen. Ich glaube jedoch nicht, dass diese Störung sich als einheitliche «Aufschiebung» weiter nach E fortsetzt; es dürfte sich wahrscheinlich um eine seitlich wieder abklingende Schubfläche handeln, die im Streichen von anderen, ähnlichen sekundären Schubflächen abgelöst wird.

Am Necker sind innerhalb der Zone Gäbris-Süd bedeutendere Sekundärstörungen auf die Stampienserie beschränkt. Sie wurden bereits anlässlich der Beschreibung des Neckerprofils (p. 14 ff.) besprochen; hier sei nur zusammenfassend wiederholt, dass sich in dieser Serie, besonders in den Mergeln, aber stellenweise auch an den Grenzflächen zwischen Mergel und Sandstein, zahlreiche untergeordnete Scherflächen, Verdrückungen usw. finden. Als Ganzes weist jedoch diese Stampienserie die gleiche, steil N-fallende Lagerung auf wie die nördlich anschliessende Aquitanserie.

Zwischen Necker- und Thurtal verschmilzt, wie schon p. 23 ausgeführt wurde, die Stampienserie der Zone Gäbris-Süd mit dem Rest der nördlichen Stampienzone zu einer einheitlich steil NNW-fallenden, lediglich von Sekundärstörungen durchsetzten Serie.

Zusammenfassend stellen wir fest, dass die Gäbrisnagelfluhen im Neckergebiet eine engge-presste Synklinale bilden, deren Kern kaum oder nur unwesentlich gestört ist. Die Synklinale hebt sich nach WSW hin axial rasch heraus, so dass die letzten Gäbrisnagelfluhen schon S Hemberg ver-

schwinden. Eine Fortsetzung der «Stossaufschiebung» von Renz (Lit. 140) lässt sich im Neckergebiet nicht nachweisen.

Die axiale Heraushebung der Gäbriszone des Neckergebietes lässt sich verstehen als Folge des Schubes der nach N vordrängenden Kronbergzone auf die nach W hin allmählich auskeilende, also mechanisch nicht mehr genügend starre Gäbriszone. Somit ist, was R. Staub s. Zt. bereits richtig vermutet hat (Lit. 163, Tafel VIII), nicht anzunehmen, dass die Gäbrisnagelfluhen jemals viel weiter nach W gereicht haben, als aus den heutigen Aufschlüssen ersichtlich ist.

III. Die Kronbergzone s. l.

Die Bezeichnung «Kronbergzone» wurde bisher vorwiegend nur für die «zweite Nagelfluhzone» Gutzwillers (Lit. 62) verwendet. In vorliegender Arbeit wurde der Begriff «Kronbergzone s. l.» eingeführt. Wir verstehen darunter das Gebiet zwischen Gäbriszone s. l. im N und Speerzone s. l. im S. Die Nordgrenze der Kronbergzone s. l. (Zone III auf Tafel I) wird von der im Kern der ostschweizerischen «2. Antiklinale» verlaufenden Aufschiebung A_2 (vgl. Tafeln II und IV) gebildet; die Südgrenze von der Schorhüttenbergaufschiebung (im W des Thurtals; Sch auf Tafeln II—IV), der Speeraufschiebung (zwischen Thurtal und Pfingstboden; S auf Tafeln II—IV) und der Weissbachaufschiebung (E des Pfingstbodens; We auf Tafeln II—IV).

Die Kronbergzone s. l. gliedert sich zunächst in eine, im W gefaltete, weiter östlich von sekundären Schubflächen durchsetzte nördliche Stampienserie (Zone III*a* auf Tafel I) und in die aquitane Kronbergzone s. str. (Zone III*b* auf Tafel I) oder Zone der Kronbergnagelfluhen. Am Südrand der Kronbergzone s. l. liegt die stampische Zone Kronberg-Süd (Zone III*c* auf Tafel I). Sie ist als teilweise schmale Quetschzone der übrigen Kronbergzone aufgeschoben und bildet in stratigraphischer und fazieller Hinsicht ein Übergangsglied zum limnoterrestrischen Stampien der Speerzone s. l.

Topographische Lage und Begrenzung

Die Kronbergzone s. l. nimmt über die Hälfte des Untersuchungsgebietes ein. In ihr liegt der ganze Nagelfluhzug Kronberg–Hübschholz, der sich über das Thurtal hinüber zum Tanzboden fortsetzt (vgl. Tafel I). Nach S reicht sie bis zu einer Linie Tanzboden–Nesslau–Weissbachtal, nach N bis zu einer Linie Regelstein–NW-Hang–0,6 km N Kappel–0,7 km S Urnäsch.

Das morphologische Rückgrat der Zone bildet im E des Thurtals der Kronbergzug und seine westliche Fortsetzung mit den markanten Gipfeln Kronberg, Petersalp, Hochalp, Hochfläschli, Pfingstboden, Hinterfallenkopf und Gösgerhöhe (vgl. Tafel II). Westlich des Thurtals enthält sie den SSE-NNW-verlaufenden Bergkamm Tanzboden–Breitenau–Regelstein. Der scheinbar zufällig in der Linthebene «schwimmende» Benkener Büchel bildet das morphologische Bindeglied zwischen der Kronbergzone und ihrer westlichen Fortsetzung im Wäggital, der Pfiffeggschuppe Ochsners (Lit. 137), welche ihrerseits wieder in der direkten östlichen Fortsetzung eines Teiles der Rigiserie liegt.

Stratigraphische Gliederung, Mächtigkeit

Angesichts der grossen Mächtigkeit sowohl des Stampiens als des Aquitans der Kronbergzone (vgl. unten) drängte sich die Unterteilung beider Stufen in einzelne Schichtserien auf; dieselben sind auf Tafeln II und III ausgeschieden.

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die hiefür verwendeten Bezeichnungen und über die Mächtigkeitsverhältnisse. Wir unterscheiden:

> 500 m	8. Pfingstbodenschichten (Pf)	Aquitan (Kronbergzone s. str.), > 2500 m (Pfingstboden) ca. 2000 m (Hochalp)
350— > 450 m	7. Hochfläschlischichten (H)	
500— > 600 m	6. Ennetbühlerschichten (En)	
350— 400 m	5. Hochalpschichten (Ho)	
300 m	4. Krummenauerschichten (Kr)	

700— 750 m	3. Wintersbergschichten (W)	limnoterrestrisches Stampien (= Chattien vieler Autoren; wahrscheinlich bis in das obere Unterstampien hinabreichend), 2600—2750 m (ohne tiefste, hier nicht mehr aufgeschlossene Serien!)
1500— 1600 m	2. Ebnaterschichten (Eb)	
max. ca. 400 m (sichtbare Mächtigkeit)	1. Untere Bunte Molasse (U) (stratigraphisches Äquivalent der Speerschichten in der Speerzone s. l.)	

Aufbau

Den späteren Ausführungen vorausgreifend, lassen sich die Grundzüge des lithologisch-faziellen und des tektonischen Aufbaus wie folgt kurz skizzieren: Am Aufbau der Kronbergzone s. l. sind drei verschiedene Nagelfluhschüttungen beteiligt. Als fazielle Vertreter und Ausläufer der Speernagelfluh sind die stellenweise noch geröllführenden Ebnatersandsteine zu betrachten, die vor allem in den Ebnaterschichten (s. obige Tabelle) dominieren. In den Wintersbergschichten führt ein Vorstoss der Speerschüttung zur Bildung der Wintersbergnagelfluhen, die vor allem im westlichen Teil der Kronbergzone s. l. entwickelt sind. Die Kronbergnagelfluhen dagegen entstammen einem besonderen Schuttfächer, der Kronberg-Gäbris-Schüttung. Sie beginnen erst an der Basis des Aquitans (den Krummenauerschichten) und setzen sich bis in die jüngsten noch erhaltenen Schichten, die Pfingstbodenschichten, fort; sie bauen den Nagelfluhzug Kronberg–Hübschholz–Tanzboden auf. Mit den Kronbergnagelfluhen stratigraphisch verknüpft sind die von den Hochalpschichten (vgl. obige Tabelle) bis in die Pfingstbodenschichten hinaufreichenden, aber auf den Südrand der Kronbergzone s. str. beschränkten Riesenkonglomerate. Es sind dies Nagelfluhen von «Lokalcharakter», die von S her in die alpenwärtige Randpartie des Kronbergschuttfächers (die sog. «südliche Randfazies») einsedimentiert wurden [1]).

Recht eng verknüpft mit dem stratigraphisch-lithologischen ist der tektonische Aufbau. Die Kronbergzone s. l. kann man als «Molasseschuppe» mit sehr steiler (fast saigerer) Basisaufschiebung (A_2 auf Tafeln II—IV) deuten. Im ganzen herrscht im N steiles, gegen S zu allmählich flacher werdendes SSE-Fallen (vgl. Profile). Doch sind besonders im Thurtal und westlich davon beträchtliche Abweichungen von dieser Lagerung festzustellen. Westlich des Thurtales ist die stampische Mergel-Sandstein-Basis durch Faltung kompliziert (vgl. Tafel I); dieselbe schwächt sich im Bereich der mechanisch starreren Wintersberg- und Kronbergnagelfluhen des Thurtalgebietes zur «Toggenburgerflexur» ab. Auch weiter östlich bleiben stärkere Störungen (sekundäre Aufschiebungen) auf die nagelfluhfreien Gebiete beschränkt. Eine Ausnahme hievon macht nur die nagelfluhführende, stampische Zone Kronberg-Süd, welche, wie schon oben erwähnt, als Quetschzone ausgebildet ist.

A. Stratigraphie

1. Stampien

In der nachfolgenden stratigraphischen Detailbeschreibung besprechen wir zunächst das Thur- und Regelsteingebiet, wo die stampischen Serien besonders grosse Ausdehnung erreichen und teilweise sehr leicht zugänglich sind. In einem zweiten Abschnitt gehen wir auf die Verhältnisse des Necker-Urnäsch-Gebietes ein. Wichtige Ergebnisse werden im Kapitel 4 («Die stratigraphische Stellung der Kronbergzone») besprochen.

a) Regelstein-Thur-Gebiet (Profile 16—28)

Wie aus der Einleitung des Kapitels «Kronbergzone» und aus den Tafeln II, IV und I zu ersehen ist, treten stampische Schichten zwischen Thur und Linthebene an folgenden Orten auf:

1. als breite, teilweise komplex gebaute Zone (Zone III *a* auf Tafel I) nördlich der Kronbergzone s. str. (Zone III *b* auf Tafel I),
2. als schmaler Streifen am Südrand der Kronbergzone (Zone Kronberg-Süd, III *c* auf Tafel I).

[1]) Vollständigkeitshalber muss hier noch eine weitere Nagelfluhschüttung erwähnt werden. Es handelt sich um die Nagelfluhen, welche im nördlichen Teil der Zone der granitischen Molasse, d. h. im obersten Aquitan, beginnen und sich in die miozäne Meeresmolasse hinauf fortsetzen. Diese Schüttung nimmt indes am Aufbau des Kronberg-Gäbris-Schuttfächers keinen Anteil mehr; sie bildet die Basis des Hörnli-Schuttfächers.

Wir besprechen zunächst die gefaltete stampische Serie im N der Kronbergzone s. str. und dann anschliessend in einem besonderen Abschnitt die Zone Kronberg-Süd.

α) **Untere Bunte Molasse** (U auf Tafel II).

In der gefalteten Zone III *a* treten die ältesten zutage kommenden stampischen Schichten, diejenigen der Unteren Bunten Molasse (Molasse Rouge), in zwei getrennten Gebieten auf:

1. als schmaler Streifen unmittelbar S der Aufschiebung A_2 am Nordrand der Kronbergzone s. str.,
2. im Kern der Breitenau-Antiklinale (BrA auf Tafeln II—IV). Da diese Antiklinale aber nach E hin rasch abtaucht (vgl. Kapitel Tektonik), sind sie hier nur am Westrand des Untersuchungsgebietes N und W Rieden (vgl. Tafel II und S. A.-Blatt 233 Uznach) noch vorhanden.

Wir gehen nun zunächst auf die Aufschlüsse S der Aufschiebung A_2 ein.

Auf der Westseite des Thurtales, in den Töbeln des Hüttenbühlwaldes (ca. 1,5 km W Kappel, S. A.-Blatt 234 Kappel) ist in gegen 300 m Mächtigkeit eine sehr steil SSE-fallende Serie bunter Mergel aufgeschlossen. Die vorherrschenden Farbtönungen sind graugrünlich, gelbbräunlich, grau, violett und rot. Eingeschaltet sind dünne Mergel- und Kalksandsteinbänke. Auf der Unterfläche einer Mergelsandsteinbank beobachtete ich polygonal verlaufende Leisten, die offenbar als Ausfüllungen von Trockenrissen in liegenden Mergeln zu deuten sind. Auf der Ostseite des Thurtals sind in einem Tobel, das von einer Stelle ca. 550 m N des Dorfkerns von Kappel aus in ENE-Richtung zieht, unmittelbar südlich der Aufschiebung A_2 (vgl. Tafel II) bei ca. 710 m bunte, z. T. rotgefleckte Mergel mit Scherlingen von Mergelsandstein in steil SSE-fallender bis senkrechter Lagerung aufgeschlossen.

Ähnliche Gesteine liegen im Streichen dieser Schichten im südlichen Ast des Gehrenbachtobels S Gielen, knapp S der Aufschiebung A_2. Das Tobel, welches ca. 450 m N des Dorfkerns Kappel die Strasse Kappel–Hochwart kreuzt und sich in ENE-Richtung knapp S an Bless (vgl. Tafel II) vorbeizieht, erschliesst eine Serie graugelblicher Mergel mit dünnen Kalksandsteinzwischenlagen.

Gegen das Hangende zu werden in den genannten Schichten die violettroten Mergel allmählich seltener; man beobachtet eine vermehrte Einschaltung mächtigerer Kalksandsteinbänke. Dadurch geht die Serie der Unteren Bunten Molasse unmerklich in die hangende Serie der Ebnaterschichten über.

Die westliche Fortsetzung der Unteren Bunten Molasse der Kronbergbasis wäre wohl im Kohlwald (W Regelstein, vgl. Tafel II) zu suchen. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass die hier aufgeschlossenen Schichten einem höheren Niveau des Stampien, wahrscheinlich den Ebnaterschichten, angehören; danach wäre anzunehmen, dass die Untere Bunte Molasse in diesem Gebiete höchstens noch einen ganz schmalen Streifen bildet.

Das obenerwähnte zweite Verbreitungsgebiet der Unteren Bunten Molasse im Kern der Breitenau-Antiklinale N und W Rieden liegt schon ausserhalb meines näheren Untersuchungsgebietes; es sei immerhin erwähnt, dass bunte (häufig rotviolett getönte), Kalkkonkretionen führende Mergel mit Mergelsandsteinzwischenlagen z. B. im unteren Giegentobel unterhalb Giegenhof (1,3 km NW Rieden, S. A.-Blatt 233 Uznach; vgl. auch Tafel II) aufgeschlossen sind.

β) **Ebnaterschichten** (Eb auf Tafel II).

Die 1500—1600 m mächtigen Ebnaterschichten [1]) bilden den mächtigsten Bestandteil der stampischen Serie der Kronbergzone. Sie sind charakterisiert durch eine Wechsellagerung vorwiegend graugrünlicher, oft gelbbräunlich gefleckter Mergel und Mergelsandsteine, Ebnatersandsteinen, d. h. harten, mittel-grobkörnigen, oft kreuzgeschichteten Kalksandsteinen (genauere lithologische und petrographische Angaben finden sich im Kapitel «Gesteinsbeschreibung» und auf Tabelle 7 am Schlusse der Arbeit).

Im Thurgebiet bilden die Ebnaterschichten eine, abgesehen von sekundären Störungen, einheitliche Serie, weiter westlich kompliziert dagegen Faltung das Bild. Wir gehen deshalb am besten von den Verhältnissen beidseits des Talbodens der Thur aus.

Die Untergrenze der Ebnaterschichten ist, wie schon im Abschnitt über die Untere Bunte Molasse erwähnt wurde, keineswegs scharf markiert, sondern lediglich durch allmählich vermehrte Einschaltung von Kalksandsteinbänken und Zurücktreten bunter Tönungen bei den Mergeln charakterisiert. Deshalb

[1]) Zuerst von C. Schmidt (Lit. 157) verwendete Bezeichnung.

ist die auf Tafel II angegebene Grenze bis zu einem gewissen Grade eine willkürlich gewählte. Die unterste, sandsteinreiche Serie der Ebnaterschichten quert das Thurtal bei Kappel (Serie von Kappel). Das Thurtal erfährt dadurch an dieser Stelle eine merkliche Verengerung. Auf der Westseite des Thurtales liegen in diesem Niveau die Kalksandsteine von Rütiberg (ca. 1 km WSW Kappel); die Sandsteine wurden hier früher in mehreren kleinen Steinbrüchen ausgebeutet.

Im mittleren und oberen Teil der Ebnaterschichten wechseln Serien mit bis über 30 % Kalksandstein mit solchen, die ganz überwiegend aus Mergeln bestehen. Ausgesprochene eigentliche Mergelzonen ohne Sandsteinzwischenlagen dürften jedoch selten mehr als 100 m Mächtigkeit erreichen. Neben graugrünlichen und gelbbräunlichen Mergeln finden sich auch im mittlern Teil der Ebnaterschichten, aber nur selten, Mergel mit blaugrauen und rötlichen Bändern, stellenweise auch solche mit Kalkkonkretionen (Kalkpisolithen), so in dem gegenüber Ebnat mündenden Tobel von Mettlen (vgl. S. A.-Blatt 236 Ebnat).

Die Mächtigkeit der Ebnatersandsteinbänke liegt oft zwischen 3 und 8 m, doch kommen auch mächtigere Bänke vor; letztere sind aber meist durch dünne Mergelzwischenlagen in Teilkomplexe zerlegt. Die einzelnen Bänke lassen sich im Streichen mitunter mehrere 100 m weit verfolgen, doch beobachten wir anderseits auch Auskeilungen in verschiedenen Richtungen.

Besondere Erwähnung verdient die Tatsache, dass im mittleren und oberen Teil der Ebnaterschichten neben Kalksandsteinen auch granitische Sandsteine auftreten, allerdings in bedeutend geringerer Zahl. Auch Übergänge zwischen beiden Sandsteintypen innerhalb einer und derselben Bank kommen vor; recht oft führen auch die Kalksandsteine auffällig viele rötliche Feldspäte. Ähnliche granitische Sandsteine (von Ludwig pseudogranitische Sandsteine im Unterschied zu den «echten», d. h. aquitanen granitischen Sandsteinen, genannt) wurden schon oben aus dem Stampien der Gäbriszone beschrieben; ihre Bedeutung wird später noch zu erörtern sein.

Solche stampische granitische Sandsteine von oft 2—8 m Mächtigkeit wurden z. B. notiert: Im Gantenwald SW Kappel (vgl. Tafel II); am Bahneinschnitt 250 m S Bahnhof Ebnat; an der Strasse Ebnat–Schwendi–Dicken bei 818 m (ca. 1 km SW Ebnat); beim Schulhaus Häusliberg, ca. 1 km ENE Dorfkern Kappel, als direktes Liegendes einer Kalksandsteinbank, die mit mächtigen «Erosionswülsten» in die granitische Sandsteinbank eingreift; ferner am Ostausgang von Ebnat 200 m NNE vom Schützenstand. Diese Bank setzt sich nach SSW an die Thur fort, die sie ca. 100 m unterhalb der Einmündung des westlichen Baches von Gieselbach bei Koord. ca. 728,3/235,5 in über 8 m Mächtigkeit erreicht. Sie enthält dort grünliche und dunkelgraue Mergelgallen, Kalk- und Quarzgeröllchen und eine Einlagerung von Kalksandstein mit kleingerölliger Kalknagelfluh. Im gleichen Niveau wie die letztgenannte Bank, aber ca. 1,5 km weiter nordöstlich, in dem N-S-ziehenden Tobel E Hinter Schwand (Koord. ca. 729,55/236,64, vgl. auch Tafel II und S. A.-Blatt 234 Kappel), liegt ebenfalls eine Bank granitischen Sandsteins.

Leider erschliessen die Töbel beidseitig des Talbodens der Thur im Raume von Ebnat-Kappel keine ausgedehnten Querprofile, da sie mehr oder weniger im Streichen der Schichten verlaufen. Günstiger liegen in dieser Beziehung die Verhältnisse weiter im SW der Thur und teilweise im Regelstein–Breitenau-Gebiet. In diesen Gebieten sind, wie oben schon kurz erwähnt, die Ebnaterschichten durch Faltung in drei Teilzonen zerlegt.

In der nördlichsten, steil SSE-fallenden Teilzone liegen die Gipfelschichten des Regelsteins. Sie liegen etwas unter der Mitte der insgesamt 1500—1600 m mächtigen Serie und enthalten bei einer Teilmächtigkeit von etwa 450 m gegen 20 meist 1—6 m mächtige, mitunter Kalk-Hornstein- und Dolomitgeröllchen führende, oft kreuzgeschichtete Kalksandsteinbänke und vereinzelte granitische Sandsteinbänke, so z. B. 200 m S des Regelsteingipfels.

In der mittleren, steil N-fallenden Teilzone liegen ähnliche Aufschlüsse in den mittleren Ebnaterschichten im Gipfelgebiet der Breitenau (S Regelstein; vgl. Tafel II und Tafel IV, Profil 24). Weiter östlich setzt sich diese Zone in die Gegend von Stangen und Nestenberg (vgl. Tafel II und Profile 20—23) fort. Auch hier sind an zahlreichen Stellen zwischen den hie und da Kleingeröll (Kalke, Dolomite, sehr selten ein kristallines Geröll) führenden Ebnatersandsteinen granitische Sandsteinbänke anzutreffen, so z. B. im Tobel des von Nestel (vgl. Tafel II) herkommenden Baches WSW Nestenberg. Hier ist bei ca. 870 m eine 10 m mächtige Bank granitischen Sandsteins mit bis über erbsengrossen roten Feldspat- und bis haselnussgrossen Quarzgeröllchen aufgeschlossen.

In der südlichen, wieder steil SSE-fallenden Teilzone liegt das tiefe Tobel des unteren Steinenbachs, das verzweigte Tobel des oberen Steinenbachs und das Gebiet von Stotzweid und Nestel bis hinüber zum

Steintal in den Ebnaterschichten (vgl. Tafel II). Gute Aufschlüsse in den mittleren Ebnaterschichten liefert in dieser Teilzone z. B. das Tobel zwischen Nestel und Stangen (vgl. Tafel II) S Ebnat. Dort ist von ca. 1030 m an abwärts folgendes Profil aufgeschlossen, das als Typprofil für die mittleren und oberen Ebnaterschichten gelten kann:

über 6 m	1. Kalksandstein mit einer Lage kleingerölliger Kalknagelfluh.
ca. 5 m	2. Grobkörniger, granitischer Sandstein mit wenigen, bis über 2 mm grossen roten Feldspatkörnchen und bis erbsengrossen Kalkgeröllchen; sehr karbonatreicher Typ.
über 1 m	3. Feinkörniger Kalksandstein mit wenigen roten Feldspatkörnchen.
über 4 m	4. Wie unter 2.
über 4 m	5. Grobkörniger Kalksandstein, kreuzgeschichtet.
ca. 5 m	6. Graugrünlich-blaugraue Mergel mit gelblichen Partien und bituminösen dunkeln Bändern.
4 m	7. Wie unter 5.
über 10 m	8. Vorwiegend Mergel (schlecht aufgeschlossen).
3 m	9. Wie unter 5.
ca. 5 m	10. Graue und gelbbräunlich-blaugrünlich gefleckte und gestreifte Mergel.
über 1 m	11. Plattiger Kalksandstein.
ca. 5 m	12. Grobkörniger, kalkreicher granitischer Sandstein mit vielen roten Feldspatkörnchen.
ca. 40 m	13. Unterbruch (vorwiegend Mergel).
über 5 m	14. Grobkörniger Kalksandstein, kreuzgeschichtet.
ca. 40 m	15. Unterbruch (vorwiegend Mergel).

Im selben Niveau sind auch im oberen Steinenbachtobel (S Oberbächen) neben Kalksandsteinen granitische Sandsteine anzutreffen. Ein etwas höheres Niveau (ca. 450—350 m unter der Obergrenze) nehmen Aufschlüsse im Kern der Breitenau-Antiklinale (BrA auf Tafel II und Profilen) im Steintal ein. Im Antiklinalkern sind hier gelbe und graue Mergel und eine 7—10 m mächtige Kalksandsteinbank aufgeschlossen; nach einer weiteren, über 10 m mächtigen Kalksandstein-Doppelbank 50 m südlich folgt ca. 200 m südlich des Antiklinalkerns eine ca. 2 m mächtige, sehr kalkreiche Abart granitischen Sandsteins mit grossen grauen Quarzkörnern.

Die obersten Ebnaterschichten dieser südlichen Teilzone zeichnen sich durch den Beginn häufigerer Nagelfluheinlagerungen aus. Nach oben zu und im Streichen der Schichten nach Westen ist eine allmähliche Zunahme dieser beginnenden Nagelfluhschüttung zu konstatieren, gegen NE hin dagegen eine deutliche Abnahme.

So führen die obersten Ebnaterschichten im Gebiet E Ebnat erst ganz vereinzelt kleine Gerölle (vgl. die Ausführungen weiter oben). Im Tobel S Nestel (vgl. Tafel II und Profil 21) zeigen sich bedeutendere Gerölleinschaltungen erst unmittelbar unter der Grenze gegen die hangenden Wintersbergschichten. Am Wengibach (S. A.-Blatt 233 Uznach, vgl. auch Tafel II) beginnen die stärkeren Nagelfluheinlagerungen in den Kalksandsteinen schon über 100 m unter der Grenze gegen die Wintersbergschichten.

γ) **Wintersbergschichten** (W auf Tafel II).

Den oberen Abschluss des Stampiens bilden die ca. 750 m mächtigen Wintersbergschichten (nach dem Wintersberg N Krummenau, vgl. Tafel II und Profil 17). Wie schon in der Einleitung zum Kapitel «Kronbergzone» kurz erwähnt, gehören Nagelfluhen zum wesentlichen Bestand dieser Schichten. Die Nagelfluhen stehen nicht mit dem Kronberg-Schuttfächer in Zusammenhang, sondern bilden einen Bestandteil des Speer-Schuttfächers. Darauf weist schon der Geröllbestand; es handelt sich um Kalknagelfluh vom Typus der Speernagelfluh (vgl. auch Zählung Nr. 1, Tabelle 3, am Schlusse der Arbeit). Noch deutlicher wird die Zugehörigkeit zum Speerfächer aus der Verteilung der Nagelfluh im Längsprofil: Vom Querschnitt des Gubelspitzes (Profil 23) aus nach ENE hin lässt sich nämlich eine langsame Abnahme der Nagelfluhführung feststellen, indem zuerst nur die tiefsten, im Thurtalgebiet auch die höheren Bänke des untersten Drittels der Serie auskeilen resp. seitlich in Kalksandstein übergehen.

Im folgenden seien, von W nach E fortschreitend, die einzelnen Profile kurz besprochen.

Am Benkener Büchel (Profil 28, vgl. auch S. A.-Blatt 247 Schänis und Tafel I) bilden die Wintersbergnagelfluhen die Gipfelregion im südlichen Teil des Hügels. Die bis über 10 m mächtigen Kalknagelfluhen weisen stellenweise *rotfleckiges* Bindemittel auf. Zu erwähnen sind seltene Kristallingerölle (Gneise).

Gute Aufschlüsse liefert der Höhenzug zwischen Maseltrangen und dem Tal des Wengibachs (Profile 24*a*—26). Die im Gelände markant hervortretenden, 5 bis über 8 m mächtigen Kalknagelfluhen

der Wintersbergschichten bilden die Fortsetzung der oben genannten des Benkenerbüchels und ziehen sich nördlich Maseltrangen über Nätzlisbach zum Altwiesstock (Alt auf Tafel II), um sich dann nach Schwendi und Schäniserweite im Tal des Wengibachs fortzusetzen (vgl. S. A.-Blatt 233 Uznach und S. A.-Blatt 247 Schänis). Von Interesse ist, dass auch in diesem Gebiet wie am Benkener Büchel kristalline Gerölle zwar selten sind, aber keineswegs überall völlig fehlen.

Einzelne Gneis- und seltene Verrucanogerölle treten innerhalb dieser Nagelfluhriffe schon in stratigraphisch recht tiefem Niveau (z. B. bei Brunnenholz, ca. 800 m N Maseltrangen, S. A.-Blatt 247 Schänis) auf. Im Kalksandstein des Steinbruchs Maseltrangen (ca. 1 km NE des genannten Weilers) finden sich vereinzelte Gerölle von rotem Granit eines Typs, wie er auch in der bunten Kronbergnagelfluh und der Gäbrisnagelfluh, anderseits aber auch in der obersten Speernagelfluh vorkommt.

Dagegen habe ich in den stratigraphisch höheren, im Leglerwald S des Altwiesstocks (vgl. Tafel II) aufgeschlossenen Nagelfluhen der Wintersbergschichten vergeblich nach kristallinen Geröllen gesucht.

Im Profil des Wengibachs (Profil 24 *a*) bestehen die Wintersbergschichten neben bräunlichgelb-blaugrünlich gefleckten Mergeln und Mergelsandsteinen aus gegen 20 Nagelfluh-, Kalksandstein-, Nagelfluh- und Kalksandsteinbänken von 2—10, maximal bis gegen 15 m Mächtigkeit. Der Anteil der Nagelfluhen am Gesamtprofil kann auf gegen 10 % geschätzt werden.

An Mergeln fanden sich dieselben Typen wie in den Ebnaterschichten. Stellenweise führen sie ausserordentlich viele knollige Kalkkonkretionen (Kalkpisolithe). Mitunter vereinigen sich die einzelnen Kalkpisolithe, die übrigens auch in den zwischengeschalteten Mergelsandsteinbänkchen auftreten, zu eigentlichen konkretionären Süsswasserkalkschichten. Ähnliches wurde auch an anderen Stellen des Untersuchungsgebietes (vgl. p. 76 und p. 133) beobachtet; Kraus erwähnt derartige Erscheinungen aus der aquitanen Hochgratnagelfluh im Allgäu (Lit. 100, p. 60), H. Haus (Lit. 73, p. 41) aus der miocänen Nagelfluh NW Schangnau im Emmental. Rötliche Mergel sind sehr selten. Dagegen treten untergeordnet dunkelblaugraue, bituminöse Einschaltungen auf. Als Beispiel hiefür sei eine Stelle westlich des Wengibachtals, im hinteren Maseltrangerbach bei ca. 690 m (S. A.-Blatt 247 Schänis, Koord. ca. 722,82/229,12) erwähnt. Hier führt eine blaugraue, tonige Mergeleinschaltung Helicidenreste und untergeordnet bituminösen Süsswasserkalk.

Weiter nach E fortschreitend, wenden wir uns den guten Aufschlüssen in den Wintersbergschichten auf der Westseite des Steintals (Profil 21) zu. Als Basisbank der Serie wurde das noch stark mit Kalksandstein vermischte Nagelfluhriff betrachtet, welches vom Tobel S Nestel (dort, wo dieses Tobel nach NW hin ausbiegt, vgl. Tafel II) aus gegen E zum Steintal hinüberzieht und dasselbe bei P. 847,7 erreicht. Südlich dieser Bank ist längs der neuen, durch den Müsliwald auf der Westseite des Steintals südwärts ansteigenden Bergstrasse der untere Teil der Wintersbergschichten gut erschlossen. Die nördlichste grobgeröllige, über 12 m mächtige Kalknagelfluhbank kreuzt die Strasse ca. 280 m S der genannten Grenznagelfluh. Nach W zu setzt sich diese Bank als markante Rippe fort und zieht ca. 130 m S der Alphütte Abschlagen (vgl. S. A.-Blatt 236 Ebnat) vorbei. Weiter nach S zu folgt wieder längs der genannten Strasse eine gegen 200 m mächtige Teilserie mit etwa fünf, zusammen gegen 40 m mächtigen Kalknagelfluhriffen. An einer Stelle innerhalb dieser Teilserie fanden sich auf einer zwischengeschalteten Mergelsandsteinlage Blattabdrücke von *Carpinus* und *Cinnamomum*. Nach einer nagelfluhärmeren Zwischenserie folgt dann S des oberen Endes der Strasse längs lokaler Aufschiebung der wesentlich flacher nach SE einfallende, obere Teil der Wintersbergschichten mit mehreren über 6 m mächtigen Kalknagelfluhen. Kristalline Gerölle wurden hier keine beobachtet, dagegen vereinzelte Verrucanogerölle (Gipfelbänke der Abschlagenhöhe, vgl. Tafel II). In den allerobersten Bänken der Wintersbergschichten dieses Gebietes wurden an einigen Orten ganz vereinzelte kristalline Gerölle festgestellt (Gneise von «banalem» Typus). Diese Gerölle sind indes so selten, dass sie in einer Nagelfluhauszählung von 300 Geröllen kaum je zu finden sein werden.

Nach Osten hin setzen sich die Wintersbergschichten zunächst in das Gebiet Gänderich–Schwandwald (Profil 19) fort. Wie schon W des Steinthalerbaches an der Abschlagenhöhe, so bilden auch hier die obersten Teile der Serie eine aus mehreren ziemlich eng gedrängten, 5 m bis über 10 m mächtigen Riffen bestehende, besonders nagelfluhreiche Schichtfolge. Diese Nagelfluhen von Gänderich–P. 1191 (vgl. Tafel II) zeichnen sich durch ein festes, kalkiges Bindemittel und durch die oft schon ziemlich groben Gerölle (bis über 14 cm Längsachse) aus. Kristalline Gerölle wurden hier keine gefunden.

Im Thurtal (Profile 17—19) beginnen die wie weiter im WSW insgesamt ca. 750 m mächtigen Wintersbergschichten mit einer Kalksandsteinbank, die ca. 80 m oberhalb der Einmündung des westlichen Baches von Gieselbach (bei Koord. 728,4/235,35, S. A.-Blatt 236 Ebnat) die Thur kreuzt. Die betreffende Bank, in der sich vereinzelt Schnüre von kleingerölliger Kalknagelfluh finden und die nach dem Hangenden zu in granitischen Sandstein übergeht, lässt sich nämlich im Streichen nach S hin in die Rippe von Letz (ca. 1 km südlich) und Flecken (ca. 1,5 km südlich) verfolgen. Sie nimmt hier allmählich mehr Nagelfluh auf und zieht dann im Bogen an den Steinthalerbach, wo sie sich mit der p. 30 erwähnten Nagelfluhrippe von P. 847,7 (vgl. Tafel II) identifizieren lässt.

Über dieser basalen Bank folgt zunächst eine ca. 150 m mächtige Serie gelbbräunlich-blaugrünlich gefleckter und gestreifter Mergel mit geringmächtigen Einlagerungen von Mergelsandstein und Kalksandstein. Knapp unterhalb der Mündung des östlichen Baches von Gieselbach (vgl. Tafel II) stellt sich dann die erste, 3 m mächtige Kalknagelfluh mit z. T. schon recht groben Geröllen (bis über 10 cm in der Längsachse) ein. Sie wird überlagert von einer über 12 m mächtigen Kalksandsteinbank und Mergeln von den bereits beschriebenen Färbungen. Ca. 1,2 km weiter NE, SE Hinter Schwand liegt im Streichen dieser Schichten eine Bank granitischen Sandsteins. Die eben erwähnte Kalknagelfluh steht noch ganz vereinzelt da; die folgende, ebenfalls über 150 m mächtige Serie besteht neben Mergeln von ähnlicher Ausbildung und geringmächtigen Mergelsandsteinen lediglich aus einigen vereinzelten Kalksandsteinbänken, die z. T. beträchtliche Einlagerungen von Kalknagelfluh enthalten. Auch in der nach aufwärts anschliessenden, gegen 200 m mächtigen Serie konstatieren wir neben Mergeln und Mergelsandsteinen nur zwei Kalknagelfluhbänke von über 4 m Mächtigkeit (bei Horben und zwischen Moos und Höggli (Koord. ca. 730,05/234,9 S. A.-Blatt 236 Ebnat), dagegen mehrere Kalksandsteinbänke von bis über 10 m Mächtigkeit. Nördlich der Thur, am Westhang des Wintersberges, fanden sich in diesem Niveau zwischen festeren Kalksandsteinen mit Nagelfluheinlagerungen und Kohlenschmitzen auch feinkörnige, glimmerige, plattige Sandsteine, darunter eine Bank mit symmetrischen Wellenfurchen von 2—3 cm Wellendistanz auf der Schichtoberfläche.

Anders sind die Verhältnisse in den obersten ca. 250 m der Wintersbergschichten. Hier häufen sich, wie schon im Streichen weiter WSW (vgl. oben), die Kalknagelfluhen in auffälliger Weise. Diese, von der Thur in enger Schlucht durchquerte Serie von Trempel–Wintersberg–Gipfel (P. 1077,0, vgl. Tafel II und Profil 17) enthält ca. 7 Kalknagelfluhbänke von bis ca. 10 m Mächtigkeit mit Geröllen von bis über 20 cm Länge. Die vier mächtigsten Bänke liegen im oberen Teil und bilden einen ca. 30 m mächtigen Komplex, auf welchen die oberste Bank in einigem Abstand folgt.

δ) **Zone Kronberg-Süd** (Profile 11—27).

Wie in der Einleitung zum Kapitel «Kronbergzone» p. 25 bereits kurz erwähnt wurde, liegt am Südrand der Kronbergzone eine auf diese längs der Tanzbodenaufschiebung (T auf Tafeln II und IV) und im Thurgebiet längs der Luthernaufschiebung (L auf Tafeln II und IV) aufgeschobene stampische Quetschzone; wir nennen diese Zone, die sich nach ENE hin bis ins Thurtal verfolgen lässt, Zone Kronberg-Süd (III *c* auf Tafel I).

Die Zone Kronberg-Süd ist etwas anders ausgebildet als die Basis der Kronbergzone s. l. (III*a* auf Tafel I); sie bildet ein Übergangsglied zu der Fazies des limnoterrestrischen Stampiens (= Chattiens) der Speerzone s. l.

Eine stratigraphische Unterteilung, wie wir sie für die Basis der Kronbergzone (III*a*) durchgeführt haben, ist hier nicht ohne weiteres möglich; denn 1. ist die Zone Kronberg-Süd im N und S von Schubflächen begrenzt und 2. von zahlreichen internen Schubflächen und Faltungen durchsetzt (s. darüber Näheres im tektonischen Teil).

In der folgenden Detailbeschreibung, die von W nach E fortschreitet, und auf Tafel II habe ich deshalb von einer derartigen stratigraphischen Unterteilung abgesehen; immerhin ergeben sich aus dem Vergleich mit den S und N benachbarten Stampiengebieten und aus den Lagerungsverhältnissen (s. darüber Genaueres im tektonischen Teil) gewisse Rückschlüsse auf die genauere stratigraphische Stellung der Zone Kronberg-Süd.

Zwischen Maseltrangen und Warthausen N Schänis (vgl. Tafel II und Profile 26—27) erreicht die Zone Kronberg-Süd im Gelände ihre grösste Breitenausdehnung von ca. 2 km. Die wahre Mächtigkeit ist etwas geringer; im Querprofil Rufibach–Maseltrangen, d. h. senkrecht zum mittleren Streichen der Zone, beträgt sie etwa 1,3 km.

Wie im tektonischen Teil noch näher gezeigt wird, zerfällt die Zone hier in eine nordwestliche und in eine südöstliche Hauptserie, die beide wieder in sich gestört sind.

Die nordwestliche Serie setzt sich aus zahlreichen, gegen N anscheinend häufiger werdenden, bis über 10 m mächtigen Kalknagelfluhen (ohne kristalline Gerölle, stellenweise mit rötlichem Bindemittel) zusammen, denen häufig noch Kalksandstein beigemischt ist. Kalksandsteine treten daneben auch als selbständige Bänke auf. Bei den Mergeln dominieren gelbbräunlich-graugrünliche Typen; rötliche Mergelbänder sind sehr selten. In dieser Serie, die besonders im nördlichen (stratigraphisch hangenderen) Teil an die Wintersbergschichten der nördlich benachbarten Kronbergbasis (Zone III*a* auf Tafel I) erinnert, liegt auch das bekannte Kohlenflöz von Rufi, dessen stampisches Alter durch Fossilbestimmungen von H. G. Stehlin (Lit. 166) erwiesen ist.

Die südöstliche Serie ist z. B. im unteren Rufibachtobel, ca. 1 km E des Weilers Rufi, erschlossen. Sie enthält hier mehrere Kalknagelfluhbänke und schliesst sich anscheinend faziell (und wahrscheinlich auch stratigraphisch) schon ziemlich eng an die SE folgende Schorhüttenbergschuppe an.

Am Wengibach ist nur der südöstliche Streifen übriggeblieben und auch dieser nur in der reduzierten Mächtigkeit von ca. 300 m. Er enthält ca. 11 Nagelfluhbänke von 2 bis über 6 m Mächtigkeit. Besondere Erwähnung verdient ein Band zerscherter Rotmergel im südlichen Teil der Zone sowie graue, tonige Mergel etwas weiter nördlich.

Am Westhang des Tanzbodens (vgl. Profile 23—24) besteht die Zone lediglich aus einem schmalen, stark geschuppten und gefalteten Streifen gelbbräunlicher Mergel, Kalksandsteine und vereinzelter Kalknagelfluhen.

Zwischen Tanzboden und Färnliloch (vgl. Tafel II und Profile 21—22) beginnt die hier 300—500 m breite, stark gefaltete Zone Kronberg-Süd im N mit Kalknagelfluhen. In einem ca. 600 m SE des Tanzbodens von N nach S verlaufenden kleinen Tobel ist auch der südliche Teil der Zone aufgeschlossen. Man notiert hier von N nach S folgendes Profil:

3—4 m	1. Kalknagelfluh, steil N-fallend, Wülste an der Unterfläche (= Südseite der Bank).
4—6 m	2. Graublau-gelbgraue, tonige Mergel, die Schürflinge von Mergelsandstein enthalten und oft stark zerschert sind, generell steil N-fallend.
über 5 m	3. Gelbgraue Mergelsandsteine mit bunten Striemen.
1—2 m	4. Rote, etwas zerscherte Mergel.
über 1 m	5. Graue, zerscherte Mergel.
über 30 m	6. Violettrote-rote, z. T. stark zerscherte Mergel, dann rotgelb-violette Mergel mit bituminösen Bändern und vereinzelten Mergelsandsteinbänkchen.
ca. 5 m	7. Steil S-fallende, nicht überkippte Kalknagelfluh.
ca. 7 m	8. Kalksandstein, normales Hangendes von 7.
ca. 50 m	9. Schutt.
1—2 m	10. Zerrissene Kalknagelfluh, mittelsteil bis steil N-fallend. Nach kurzem Unterbruch:
	11. Grisigermergel der Schorhüttenbergschuppe (Rupélien), mittelsteil N-fallend; längs S-fallender Aufschiebungsfläche auf die Zone Kronberg-Süd aufgeschoben.

Das häufige Auftreten violettrot und bunt gefärbter Mergel in der Nähe des tektonischen Kontaktes gegen die Grisigermergel der Schorhüttenbergschuppe muss dahin interpretiert werden, dass die betreffenden Schichten ins Niveau der Unteren Bunten Molasse zu stellen sind.

Auch auf der Westseite des Steintals sind die tektonischen Störungen innerhalb der Zone Kronberg-Süd so gross, dass die Konstruktion eines vollständigen stratigraphischen Profils nicht möglich ist. Gut erschlossen ist im südlichen Teil der Zone, ca. 50—200 m N der Schorhüttenbergaufschiebung (Sch auf Tafel II) eine Serie grauer sandiger Mergel mit Kalksandsteinzwischenlagen, so besonders an der Strasse ca. 200—300 m W Hinter Allmeind (Al auf Tafel II). In der Strassenkurve ca. 160 m NNW Hinter Allmeind bei ca. 990 m (vgl. S. A.-Blatt 236 Ebnat) steht eine über 20 m mächtige Kalknagelfluhbank an, die taschenartige Einlagerungen von grauen und violetten Mergeln enthält. Nördlich und östlich dieser Stelle treffen wir im mittleren Teil der Zone auf eine Serie von Kalknagelfluhen und bunten Mergeln; an einer Stelle fand sich rot infiltrierter, mergeliger Süsswasserkalk.

Im Steintalprofil selbst (Profil 20) beginnt die Zone Kronberg-Süd im N mit 3 steil überkippten Nagelfluhbänken (vgl. auch Fig. 13, p. 86) vom Typ der Wintersbergnagelfluhen. Bachaufwärts enthält sie eine über 200 m mächtige, von Störungen durchsetzte Mergelserie mit Kalknagelfluhen, die ebenfalls noch stark an Wintersbergnagelfluhen erinnern.

Zwischen Steintal und Thurtal (Profile 16 *b*—19) ist die Zone Kronberg-Süd lediglich als schmaler Streifen entwickelt. Am Steinthal-Osthang (Profil 19) ist sie durch eine bis 200 m breite, steil S-fallende Kalknagelfluh-Mergel-Serie vertreten. Weiter östlich, am Holzbach (vgl. Tafel II und Profil 17 *a*), enthält sie stark zerscherte, bunte Mergel schon an ihrem Nordrand.

Unmittelbar W des Ïenbaches (Profil 17) führt die auch hier als schmale Quetschzone ausgebildete Zone neben grau-bindemittligen, festverkitteten, an die Nagelfluhen der Schorhüttenbergschuppe gemahnenden Kalknagelfluhen mit Kalksandsteineinlagerungen wiederum bunte Mergel. Ähnlich entwickelt ist sie auch am Hügel im Nesslauer Thurknie ENE Schneit (Tafel II und Profile 16 *b*—16 *c*). Auch hier lassen eingeschaltete bunte Mergel das Vorhandensein von Unterer Bunter Molasse vermuten. Zu erwähnen ist, dass hier in Kalknagelfluhbänken seltene Gneisgerölle gefunden wurden.

E der Thur erscheint die Zone Kronberg-Süd wieder am Bürgli-Hügel NE Nesslau (vgl. Tafel II und Profil 16). Aufgeschlossen sind graugelb verkittete, praktisch kristallingeröllfreie, z. T. kalksandsteinführende Kalknagelfluhen.

Im zentralen Stockberggebiet ist die Zone nirgends aufgeschlossen, dagegen zwischen Kl. Stockberg und Pfingstboden (vgl. Profil 11 und S. A.-Blatt 237 Stockberg). Hier sind unterhalb der Mündung des Katzenbaches beidseits der Luthern vorwiegend mittelsteil S-fallende, mit grauem Bindemittel verkittete Kalknagelfluh- und Kalksandsteinriffe aufgeschlossen, die mit graugrünlichen, im südlichen Teilabschnitt selten auch rötlichgelben Mergeln wechsellagern. Noch etwas weiter südlich, d. h. ca. 100 m N der untersten Aufschlüsse von Grisigermergeln der Speer-Stockberg-Schuppe, findet sich am Katzenbach ca. 200 m SSE dessen Mündung in die Luthern, ein Aufschluss von Kalknagelfluh und grünlichen, rotbräunlichen, violett gesprenkelten und bituminösen Mergeln. Es erscheint somit wahrscheinlich, dass auch in diesem östlichsten Teil der Zone Kronberg-Süd wenigstens ein südlicher Teil dieser Quetschzone wieder ins Niveau der Unteren Bunten Molasse resp. der dieselbe seitlich z. T. vertretenden (vgl. Kapitel Speerzone s. l.) Speerschichten zu stellen ist.

b) Necker-Urnäsch-Gebiet (Profile 2—17)

Im Necker- und Urnäschgebiet bildet das Stampien einè annähernd 3 km breite Zone (Zone III *a* auf Tafel I), die im N von der Aufschiebung A_2 (vgl. Tafeln II und IV), im S von der aquitanen Kronbergzone s. str. (Zone III *b* auf Tafel I) begrenzt ist. Die stampischen Schichten sind hier nicht gefaltet wie im Regelstein-Steintal-Gebiet, sondern fallen im N steil, im S noch mittelsteil nach SSE ein; abgesehen von einem schmalen Streifen unmittelbar S der Aufschiebung A_2 herrscht überall normale, d. h. nicht überkippte Schichtlagerung; die ältesten Schichten liegen also im N, die jüngsten im S. Im nördlichen Teil finden sich zahlreiche Schubflächen sekundärer Natur; das ursprüngliche stratigraphische Profil wird durch dieselben nur unwesentlich gestört [1]).

α) Untere Bunte Molasse (U auf Tafel II).

Der schmale Streifen Unterer Bunter Molasse am Nordrand der Kronbergzone s. l. setzt sich auch ins Necker- und Urnäschgebiet fort. Gute Aufschlüsse liegen im Neckertobel und an der Fahrstrasse Hemberg–Mistelegg, welche auf der Westseite dieses Tobels verläuft. Ca. 200 m N der Häuser von Gschwand verläuft in WSW-ENE-Richtung das nördliche Tobel von Gschwand, welches von der genannten Fahrstrasse mit einer grossen westlichen Ausbiegung überbrückt wird (vgl. S. A.-Blatt 234 Kappel). In diesem Tobel und an der Strasse auf der Südseite desselben ist eine tektonisch stark gestörte (vgl. tektonischen Teil) Serie bunter, häufig violettroter und dunkler, bröcklig-schieferiger Mergel mit häufigen Mergelsandstein- und vereinzelten Kalksandsteinbänken (letztere stellenweise mit Schnüren kleingerölliger Kalknagelfluh) aufgeschlossen.

[1]) Abgesehen von einem schmalen Streifen unmittelbar S der Aufschiebung A_2.

Nur sehr unvollständig entblösst sind Teile der Unteren Bunten Molasse beidseits Etenberg (S. A.-Blatt 235 Kappel, vgl. auch Tafel II). Am Rötelbach, dem östlichen Quellbach des Zwieslenbaches, bemerkt man ca. 300 m S seines Zusammenflusses mit dem Tellerenbach einen aus steil SSE-fallendem granitischem Sandstein bestehenden kleinen isolierten Aufschluss. Seine Zugehörigkeit zum Niveau der Unteren Bunten Molasse erscheint indessen fraglich.

Die nächst östlichen guten Aufschlüsse in Unterer Bunter Molasse liegen in dem schon p. 17 genannten Bühltobel SW Urnäsch (vgl. Tafel II). Hier liegt nördlich Bindli eine ca. 100 m mächtige Mergel-Mergelsandstein-Serie mit nach Süden hin zunehmender Einschaltung von bis über 5 m mächtigen Kalksandsteinbänken. Die Kalksandsteinbänke führen mitunter bereits kleine Kalk-, Dolomit- und Hornsteingerölle. In den vorwiegend bereits gelbbräunlich-graugrünlich gefärbten Mergeln treten vereinzelt noch bituminöse und violettrote Bänder auf.

Am Osthang des Urnäschtales und im E benachbarten Röhrenwaldtobel (vgl. Tafel II und Profil 8) liegen in der Fortsetzung der Schichten des unteren Bühltobels knapp S der Aufschiebung A_2 stark gestörte Schichten, die jedenfalls teilweise noch in die Untere Bunte Molasse gestellt werden dürfen.

β) **Ebnaterschichten** (Eb auf Tafel II).

Die Ebnaterschichten zeigen ähnliche Ausbildung und Mächtigkeit wie im Thur-Regelstein-Gebiet (vgl. p. 27 ff.). Der fazielle Übergang von der Unteren Bunten Molasse zu den Ebnaterschichten ist auch hier nicht ein sehr plötzlicher. Er vollzieht sich aber durch vermehrte Einschaltung von Kalksandsteinbänken und starkes Zurücktreten bunter Mergel in den gleichen stratigraphischen Niveaus wie weiter im W, d. h. teilweise noch unter, teilweise knapp über der auf Tafel II gewählten Grenze.

Das beste und vollständigste Querprofil durch die Ebnaterschichten wird durch das Tobel des Neckers erschlossen (vgl. Tafel II und Profile 14 und 15).

Die Ebnaterschichten beginnen hier etwa auf der Höhe von Gschwand mit einer sehr steil SSE-fallenden bis senkrechten Serie graugrünlicher, seltener noch bunt gefärbter Mergel und Kalksandsteine. In dem benachbarten kleinen Tobel hart südlich Gschwand fanden sich beim Übergang der Strasse Hemberg–Schwanzbrugg auf einem ausnahmsweise 87° N-fallenden Kalksandstein 5—6 cm breite Wellenfurchen auf der (hier ausnahmsweise nach N schauenden) Schichtoberfläche. Ca. 100 m aufwärts schliesst sich eine ca. 300 m mächtige, immer noch sehr steil SSE-fallende Serie an, welche ca. 15 meist 2—7 m mächtige, mittel-grobkörnige, z. T. kreuzgeschichtete Kalksandsteinbänke enthält. Schon die Kalksandsteine dieser Schichten enthalten mitunter rötliche Feldspatkörnchen in auffälliger Häufung.

In dieser Serie ist vielfach eine Eigentümlichkeit mancher Kalksandsteine besonders schön entwickelt, nämlich unregelmässige, «girlandenartige» Feinschichtung (vgl. Fig. 3: A von der Lokalität Schulhaus Hüsliberg bei Ebnat, B aus dem Neckertal, ca. 600 m N Mistelegg). Fig. 3 B zeigt den stets gleichartigen Habitus dieser Erscheinung recht deutlich: Auf Querschnitten in der Fallrichtung (in diesem Falle steil S-fallend, mit nach N schauender Schichtunterfläche) erkennt man, wie die einzelnen Teilschichten mehr oder weniger regelmässig zu «Girlanden» gestaucht sind. Es handelt sich offenbar um ein ähnliches Phänomen, wie es Kraus (Lit. 103, p. 196, und 105, p. 354—360, Abb. p. 369) aus dem vorarlbergischen Flysch, speziell dem sog. Hauptflyschsandstein als «Rutschungswülste mit Wickelungsbau» beschreibt. Dieselben Wülste («Fältelungen innerhalb einer Bank») wurden auch von Ochsner (Lit. 136, p. 72) aus dem Flyschsandstein des Schlierenbachgebietes im Wäggital beschrieben. Aus der Molasse wurden diese Bildungen bisher erst von Kraus (Lit. 101, p. 66, Abb. 4) von Sandsteinen der «Teufelslochschichten des Vorlandes» bei Immenstadt erwähnt. Ochsner führt die Erscheinung auf «Subsolifluktion» zurück; Kraus, was wohl dasselbe besagen will, auf subaquatische, synsedimentäre Rutschungsvorgänge, deren eigentliche Ursache in der Reliefunruhe während der Sedimentation des betreffenden Sandsteins zu suchen sei; er erwähnt das Vorkommen ganz gleichartiger Bildungen aus den «flyschartigen» Kulmsandsteinen und Grauwacken des variszischen resp. kaledonischen Gebirgssystems.

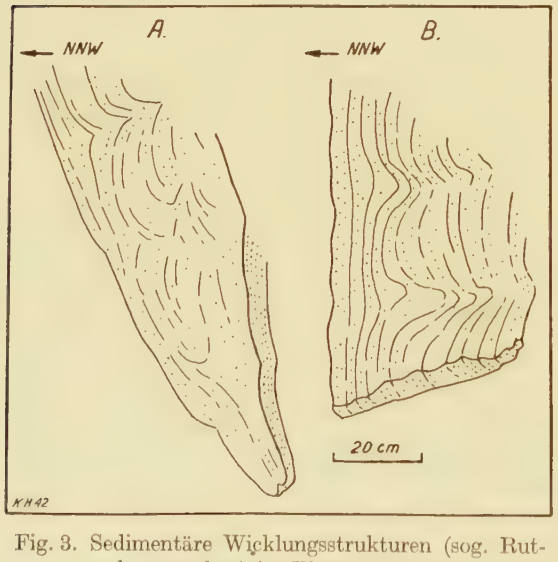


Fig. 3. Sedimentäre Wicklungsstrukturen (sog. Rutschungswülste) im Ebnatersandstein

Für die Molassestratigraphie ist diese Erscheinung — zusammen mit der noch näher zu beschreibenden Kreuzschichtung und den ebenfalls noch zu erwähnenden «Kegelwülsten» — vor allem ein wichtiges Indiz für normale oder überkippte Lagerung von Schichtserien.

Das nächst hangende Schichtpaket von über 400 m Mächtigkeit wird vom Necker zwischen der Mündung des im Gebiete der Ritterenalp entspringenden Starkenbaches und Mistelegg durchflossen. Es enthält neben mehreren mächtigeren Mergelzonen ca. 15 mittel-grobkörnige Kalksandsteinbänke von 1 bis über 6 m Mächtigkeit; ferner wurde eine granitische Sandsteinbank notiert. Die Mergel sind gewöhnlich gelbbräunlich und graugrünlich oder grau gefärbt; an vielen Orten enthalten sie Mergelsandstein- und sehr feinkörnige Kalksandsteinbänkchen von 10—50 cm Mächtigkeit. Rötlich gefärbte Mergel sind schon recht selten; sie kommen nur an wenigen Stellen in Form von dünnen Bändern und Striemen innerhalb der übrigen Mergel vor.

An manchen Kalksandsteinbänken ist die bezeichnende Kreuzschichtung (vgl. auch Kapitel Gesteinsbeschreibung) in grosser Deutlichkeit erkennbar: Im Abstande von 2—3 mm wechseln grobkörnigere, an dunkeln Hornsteinkomponentchen reichere, mit feinkörnigeren, an Quarz und detritischer Kalk-Dolomit-Bindemasse reicheren Schichtchen. Eine gewisse Anzahl solcher Detailschichtchen bildet jeweils eine in sich konkordante, mit Konvexität gegen das Liegende zu schräg geschichtete Einheit und wird dann von der hangenden Einheit diskordant abgeschnitten (vgl. auch Fig. 10).

Wie aus Tafel II ersichtlich, setzt sich der zuletzt genannte Schichtkomplex nach W hin über Rigelschwendi, Scherb gegen Hüsliberg NE Ebnat fort. Die Verfolgung des Schichtprofils über die weite, von Weiden und Wald bestandene, zudem an einzelnen Stellen von Quartär bedeckte Hochfläche gelingt nur dank einiger Kalksandsteinriffe, die sich deutlich als Rippen herausheben.

Auch in diesem Gebiete westlich des Neckers wurden an einigen Stellen granitische Sandsteinbänke gefunden. Als Beispiele von solchen seien erwähnt:

1. Eine mehrere Meter mächtige Bank an dem gegen Bad hinziehenden Bach ca. 200 m N Scherb (vgl. Tafel II). Sie wird überlagert von Kalksandstein, welcher Kalk-, Dolomit- und Hornsteingeröllchen von bis über Haselnussgrösse führt.
2. An der Fahrstrasse Hemberg–Bendel, ca. 200 m E Scherb (Koord. ca. 730,9/238,12, S. A.-Blatt 234 Kappel), ein 54° SSE-fallender, weicher und knaueriger, ähnlich wie Kalksandsteine kreuzgeschichteter granitischer Sandstein mit einzelnen bis über haselnussgrossen Geröllchen von schwarzem Hornstein, rotem Radiolarienhornstein, Kalk, Dolomit, Quarzit, rotem Granit und rötlichem Feldspat.

Als Hangendes dieser Schichtserie, welche im Neckergebiet von stärkeren Sekundärstörungen durchsetzt ist (vgl. tektonischen Teil), beginnt am Necker S Mistelegg der gegen 800 m mächtige obere Teil der Ebnaterschichten, der keine wesentlichen Sekundärstörungen mehr aufweist und einheitlich 50—60° nach SSE einfällt. Die Serie ist lithologisch ähnlich entwickelt wie die tieferen Schichtglieder der Ebnaterschichten; als Unterschiede sind nur hervorzuheben das noch häufigere Auftreten von granitischen Sandsteinbänken, die neben den Kalksandsteinen zum «eisernen Bestand» der Schichtfolge gehören; das fast völlige Fehlen rötlich gefärbter Mergel und die teilweise etwas grössere Mächtigkeit der Kalksandsteinbänke.

Ca. 20 je 2—10 m mächtigen, davon 13 über 5 m mächtigen Kalksandsteinbänken stehen ca. 8 Bänke granitischen Sandsteins gegenüber, von denen eine über 5 m mächtig ist. Das Profil gliedert sich in eine untere, ca. 250 m mächtige Serie vorwiegend grauer und gelbbräunlich-blaugrünlich gesprenkelter, toniger Mergel mit teilweise häufiger Einschaltung harter Mergelsandsteinbänkchen, eine mittlere Serie von ebenfalls ca. 250 m Mächtigkeit mit ca. 10 Kalksandsteinbänken von meist über 5 m Mächtigkeit und 6 Bänken granitischen Sandsteins und in eine obere, ca. 300 m mächtige Serie, in der die Mergel wieder stark überwiegen und neben einzelnen Kalksandsteinbänken wieder mindestens zwei z. T. kleingeröllführende Bänke granitischen Sandsteins eingeschaltet sind. Zwischen dem Kalksandstein und dem granitischen Sandstein bestehen Übergänge, indem einige Kalksandsteinriffe rötliche Feldspatkörnchen — unter Beibehaltung des harten Kalksandsteintypus — in beträchtlicher Anzahl führen. An der Unterfläche einer der genannten granitischen Sandsteinbänke erkennt man wulstartige Bildungen, die auf Strömungen aus südwestlicher Richtung schliessen lassen. Auch bei den Kalksandsteinen sind ähnliche Wülste, die von Kraus (Lit. 105) als Kegelwülste bezeichnet werden, recht häufig. Fast ebenso häufig zeigen sie deutliche Kreuzschichtung; dagegen sind die p. 34 angeführten Rutschungswülste, die mit subaquatischen Gleitungen in Zusammenhang stehen, hier seltener.

Ähnliche Profile wie am Necker entblösst auch der westlich benachbarte, an der Ritterenalp entspringende Starkenbach, der unterhalb Mistelegg in den Necker mündet. Auch hier treten neben Kalksandsteinen hie und da granitische Sandsteine auf, jedoch nicht überall genau im Streichen der betreffenden Bänke am Necker. Wir dürfen also annehmen, dass die streichende Ausdehnung solcher Bänke nicht allzu gross ist.

Weiter nach Westen zu lassen sich die oberen Ebnaterschichten über Allmeindwald in die Gegend N Bendel und die Umgegend von Hinter Schwand verfolgen (vgl. p. 28). Besondere Erwähnung verdient hier etwa noch ein Aufschluss an der Fahrstrasse Bendel–Hemberg:

Ca. 50 m SW des höchsten Punktes der genannten Strasse, etwa bei Koord. 730,58/237,68, S. A.-Blatt 234 Kappel, findet sich über 2 m mächtiger, typischer, 60° SSE-fallender, granitischer Sandstein mit wirrer Kreuzschichtung und einzelnen Schnüren bunter Nagelfluh, welche neben roten Granitgeröllchen bis Haselnussgrösse auch kleine Kalkgerölle enthält.

Zwischen Necker und Urnäsch (Profile 9—13) entspricht die Entwicklung und Ausbildung der Ebnaterschichten durchaus derjenigen des Neckerprofils. Wieder finden sich, ausser im untersten Teil der Schichtfolge, vereinzelte granitische Sandsteinbänke inmitten der Kalksandstein-Mergel-Serien.

So liegt z. B. am Rötelbach ca. 600 m N Telleren (vgl. Tafel II) granitischer Sandstein als Einlagerung in einer 9 m mächtigen Kalksandsteinbank; im Urnäschtal steht 370 m SSW der Mündung des von E kommenden Dürrenbaches (vgl. Tafel II) an der Hauptstrasse Urnäsch–Rossfall granitischer Sandstein in 8 m Mächtigkeit an. Es handelt sich um eine wirr und steilwinklig kreuzgeschichtete, grobkörnige und kleine Kalk- und Granitgeröllchen führende Bank. Über die petrographischen Einzelheiten dieses Sandsteins vgl. Kapitel Gesteinsbeschreibung und Tabelle 7 (Sandsteinproben Nrn. 1 und 2) am Schlusse der Arbeit (p. 158).

Ähnlich wie im Thur- und Neckergebiet führen die meist mittel-grobkörnigen Kalksandsteine vereinzelt kleine Schnüre von kleingerölliger Kalknagelfluh.

Bezüglich der Mergel herrscht Übereinstimmung mit dem Necker- und Thurgebiet; violettrote Mergel liessen sich nur selten und sporadisch in Form wenig mächtiger «Striemen» feststellen.

Östlich der Urnäsch sind die Ebnaterschichten insbesondere an dem von S nach N verlaufenden Höhenzug der Lauftegg (Profil 8) und in dem östlich desselben gelegenen Tobel des Weissbachs (Kronbachs) und in dessen südlichen Seitentöbeln (Profil 6) gut aufgeschlossen. Sie sind gleich ausgebildet wie weiter westlich; lediglich die Einschaltung von kleingerölligen Kalknagelfluhschnüren in den Kalksandsteinen ist seltener und unbedeutender. Auch in diesem Gebiet wurden inmitten der Kalksandstein-Mergel-Serie wieder in verschiedenen Niveaus einzelne Bänke granitischen Sandsteins festgestellt.

Im Unterlauf des von Gschwend herkommenden südöstlichen Seitenbaches des Weissbachs (vgl. Tafel II) sind die mittleren und oberen Ebnaterschichten in einer Mächtigkeit von ca. 520 m aufgeschlossen. Davon sind annähernd 450 m Mergel und Mergelsandsteine (17 Schichtstösse von 4—90 m Mächtigkeit), ca. 60 m Kalksandsteine (14 Bänke von meist 2—6 m Mächtigkeit; ferner eine 15 m mächtige, aber von dünnen Mergelzwischenlagen durchsetzte Bank) und schliesslich 12 m granitischer Sandstein (zwei Bänke von je ca. 6 m Mächtigkeit).

γ) **Wintersbergschichten** (W auf Tafel II).

Das Hauptmerkmal der Wintersbergschichten des Necker- und Urnäschgebietes ist ihre (bei nur wenig reduzierter Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge) gegenüber den westlichen Gebieten verringerte Nagelfluhführung. Die schon bei der Besprechung des Thurgebietes festgestellte Reduktion der Nagelfluhen im unteren Teil der Wintersbergschichten setzt sich nun nach ENE hin allmählich immer weiter nach oben hin fort, so dass schliesslich am Ostende des Untersuchungsgebietes S Appenzell nur noch im oberen Teil der Serie einzelne wenige Nagelfluhbänke übrigbleiben.

Im folgenden werden die wichtigsten Profile, von W nach E fortschreitend, näher besprochen.

Im Neckertobel reichen die Wintersbergschichten von Schattenhalbnecker (ca. 100 m westlich des östlichen Blattrandes von S. A.-Blatt 234 Kappel, vgl. Tafeln II und I) bis ca. 400 m SE Chriesinecker (Chr auf Tafel II). Sie enthalten hier bei insgesamt ca. 700 m Mächtigkeit ca. 11 meist unter 5 m mächtige Kalksandsteinriffe, ferner ca. 4 aus Kalksandstein und Kalknagelfluh in innigem Wechsel bestehende Riffe und ca. 11 Kalknagelfluhriffe von 3—10, max. bis ca. 15 m Mächtigkeit; ausserdem im unteren Drittel eine ca. 3 m mächtige Bank granitischen Sandsteins. Die übrigen $^3/_4$ des Profils entfallen auf blaugraue, weiche Mergel mit viel dünnen Mergelsandsteinbänkchen, ferner häufige, bereits intensiver gelb gefärbte tonigere Mergel mit bis über 1 m dicken Mergelsandsteinbänkchen von oft ebenfalls intensiv gelbbräunlich-blaugrünlicher Tönung. Die Verteilung der einzelnen Gesteinsarten im Gesamtprofil ist ähnlich wie im Thurgebiet: Während das untere Viertel noch nagelfluhfrei ist (die Kalksandsteinbänke führen höchstens einige Schnüre sehr kleingerölliger Kalknagelfluh), liegen im zweiten und dritten Viertel ca. 8 Bänke von Nagelfluh und stärker nagelfluhführendem Kalksandstein von zusammen gegen 50 m Mächtigkeit; die Hauptanhäufung der Kalknagelfluhen folgt dann im obersten Viertel: hier liegen ca. 7, zusammen ca. 50 m mächtige, z. T. schon recht grobgeröllige Bänke, deren mächtigste ca. 15 m stark ist.

4 von den zuletzt genannten Bänken sind — ähnlich wie an der Thur bei Trempel — auf ein Querprofil von nur wenig über 70 m Mächtigkeit zusammengedrängt; eine 5., oberste Bank schliesst dann in einigem Abstand, wie dies auch an der Thur der Fall ist, die Serie nach oben ab. Sämtliche Nagelfluhen sind praktisch frei von Kristallingeröllen, sehr reich an Flyschkalk- und Sandkalkgeröllen und besitzen sehr festes, kalkig-sandiges, graugefärbtes Bindemittel.

Einen ähnlich guten Einblick in die Wintersbergschichten gewinnt man im oberen Rötelbachgebiet nördlich der Hochalp. Das folgende Detailprofil beginnt im S, d. h. stratigraphisch oben, ca. 800 m NNE des höchsten Hochalpgipfels (vgl. Tafel II) auf dem S-N-verlaufenden Berggrat östlich des Rötelbaches (von oben nach unten):

15 m	1. Kalknagelfluh-Doppelbank, Gerölle bis 15 cm Länge.
ca. 40 m	2. Härtere gelbgraue und weichere tonige, gelbbräunlich-grünlich-bläuliche, feinkörnige Mergel mit einzelnen harten, kalkreichen, 1 dm mächtigen Mergelsandsteinbänkchen und einer 3 cm mächtigen Bank feinkörnigen, uneben brechenden, harten, hellgrauen Süsswasserkalkes von wahrscheinlich konkretionärer Entstehung.
ca. 7 m	3. Kalknagelfluh (Doppelbank), unterlagert von etwas Mergel.
5 m	4. Kalknagelfluh, unterlagert von ca. 3 m wahrscheinlich ganz vorwiegend Mergel.
7 m	5. Kalknagelfluh mit Geröllen von bis über 12 cm Länge (sehr viele graubraune Flyschsandkalke).
mehrere m	6. Mergel, darunter
6 m	Kalksandstein, mittelkörnig, kreuzgeschichtet, unterlagert von
über 15 m	vorwiegend Mergel, ähnlich 2. Von hier an im Bett des Rötelbaches:
über 30 m	7. Mergel ähnlich 2 mit mehreren Kalksandstein- und Kalknagelfluh-Einschaltungen.
ca. 10 m	8. Kalknagelfluh mit einzelnen dünnen Kalksandsteinlagen. Stellenweise durch dünne Mergelzwischenlagen in einzelne Bänke aufgelöst.
ca. 20 m	9. Vorwiegend Mergel, davon etwas über 5 m aufgeschlossen: Vorwiegend weiche, feinkörnige, tonige, grünlich-bläulich-gelb gesprenkelte bis düsterblaugrau-gelblich gefleckte Typen, häufig mit pisolithischen Kalkkonkretionen.
2 m	10. Vorwiegend feinkörniger Kalksandstein, teilweise kreuzschichtig.
ca. 20 m	11. Mergel, schlecht aufgeschlossen.
über 1 m	12. Glimmerige, dünnplattige, feinkörnige, kohlig gebänderte Sandsteine, darüber graue und graugelbe (selten bituminöse), meist harte, kalkig-sandige Mergel mit einzelnen harten, sandigen und scharf abgegrenzten 1—3 dm mächtigen grünlichen Mergelsandsteinbänkchen.
ca. 3 m	13. Unterbruch (wahrscheinlich Mergel).
3 m	14. Vorwiegend feinkörniger Kalksandstein.
ca. 15 m	15. Vorwiegend blaugraue, schlecht geschichtete Mergel mit häufigen Mergelsandsteinbänkchen.
ca. 3 m	16. Grünlicher, ungeschichteter, grobsandiger Mergelsandstein, nach oben in graugrünlichen, ungeschichteten, mittelharten, sandigen Mergel übergehend.
über 3 m	17. Kalksandstein mit einzelnen Kalknagelfluhschnüren (Gerölle bis über 6 cm Länge).
ca. 25 m	18. Vorwiegend Mergel (schlecht aufgeschlossen), zuunterst 5 m feinsandig-tonige, gelbbräunlich-hellblaugrünlich gesprenkelte Typen mit häufigeren, z. T. unscharf begrenzten, bis über 1 cm mächtigen, harten, grünlichgelblichen Mergelsandsteinbänkchen. Identisch mit dem auch in den Ebnaterschichten häufigsten Mergeltyp.
ca. 23 m	19. Mergel, schlecht aufgeschlossen.
2,5 m	20. Kalksandstein, sehr feinkörnig, flachwinklig kreuzgeschichtet.
über 3 m	21. Unterbruch, wahrscheinlich vorwiegend Mergel.
1 m	22. Kalksandstein.
ca. 6 m	23. Mergel, schlecht aufgeschlossen.
über 1 m	24. Feinkörniger Kalksandstein.
2 m	25. Unterbruch, wahrscheinlich vorwiegend Mergel.
ca. 3 m	26. Kalksandstein mit einzelnen Geröllagen; flachwinklig kreuzgeschichtet und etwas plattig. Die Kreuzschichtung besteht auch hier aus einem periodischen Wechsel von oft 2 mm breiten, feinkörnigeren, an Quarzkomponenten und an detritischer Bindemasse reicheren Lagen mit oft 1—2 mm oder auch bis über 5 mm breiten, grobkörnigeren, an dunkeln Hornsteinkomponenten von bis über 1 mm Durchmesser reicheren Lagen. Die grobkörnigen Lagen wittern meist deutlich heraus.
ca. 7 m	27. Unterbruch, wahrscheinlich vorwiegend Mergel.
ca. 6 m	28. Kalknagelfluh, kleingeröllig, wechsellagernd mit kreuzgeschichtetem Kalksandstein.
0,5 m	29. Unterbruch, wahrscheinlich vorwiegend Mergel.

ca. 11 m 30. Bei der Strassenbrücke über den Rötelbach (Koord. 736,87/238,74): Kalksandstein mit kleingerölligen Kalknagelfluheinschaltungen. Beginnt unten mit 1,5 m kompaktem, feinkörnigem Kalksandstein mit einzelnen grobkörnigen Lagen, die Kalkgeröllchen führen. Darüber maximal 2 m kleingeröllige, nach E hin auskeilende Kalknagelfluheinschaltung mit Nesterkohle; darüber 3—4 m unregelmässig plattiger, kreuzgeschichteter, feinmittelkörniger Kalksandstein mit Zwischenlagen von weicherem, feinkörnigem, dünnplattigem, grünlichgrauem, mergeligem Sandstein. Zuoberst ca. 4 m vorwiegend grobbankiger, mittelkörniger Kalksandstein.

über 300 m 31. Basale Wintersbergschichten. Enthalten im Rötelbachprofil noch über 7 Kalksandsteinbänke, davon 2 zwischen 8 und 10 m mächtige.

Das vorstehende Profil unterscheidet sich somit vom Neckerprofil vor allem dadurch, dass hier die mittleren Niveaus der Wintersbergschichten noch weniger und noch unbedeutendere Nagelfluheinschaltungen aufweisen als dort. Beiden Profilen gemeinsam indessen ist das häufige Auftreten von Kalknagelfluhen im stratigraphisch höchsten Abschnitt. Dasselbe gilt auch für das Urnäschprofil, von welchem aus die mächtigeren Nagelfluhbänke sich — in allerdings variabler Mächtigkeit — bis zu dem eben beschriebenen Hochalpprofil durchverfolgen lassen.

Östlich der Urnäsch sind die Wintersbergschichten im Tobel des Weissbachs (Kronbachs) nochmals vorzüglich erschlossen (vgl. Tafel II). Die Gesamtmächtigkeit der Serie erreicht immer noch ca. 700 m; die Nagelfluhen treten noch mehr zurück als an der Urnäsch und im Hochalpgebiet; der grösste Teil der Nagelfluhbänke ist in Kalksandstein übergegangen.

Im unteren Teil der Serie wurde im Weissbach bei ca. 1020 m (vgl. S. A.-Blatt 235 Hochalp) ein 2,5 m mächtiger granitischer Sandstein notiert. Im mittleren Teil sind spärliche Einschaltungen von Kleingeröll etwas häufiger als in den Ebnaterschichten. Eigentliche Nagelfluhbänke treten erst im oberen Teil auf; sie beginnen höher oben und sind weniger zahlreich und weniger mächtig als im Hochalp-Urnäsch-Querschnitt.

So findet man an Stelle der Nagelfluh, welche unweit N vom mittleren Rossfall das Urnäschtal kreuzt (Bank Nr. 3 des beschriebenen Hochalp-Rötelbach-Profils) im Weissbach einen über 10 m mächtigen, kreuzgeschichteten Sandstein vom «Ebnatertypus», der oben mit 3 m mittel-feingerölliger Kalknagelfluh abschliesst.

Wie weiter im W sind die Wintersbergnagelfluhen auch hier praktisch frei von Kristallingeröllen und sind durch ein graues, festes, kalkig-sandiges Bindemittel verkittet.

Zum Schluss sei noch kurz auf die Verhältnisse im Sittergebiet eingegangen. Die Gesamtmächtigkeit der Wintersbergschichten ist auch im Gebiet SSW Appenzell nicht wesentlich geringer als im W; sie kann auf 700 m geschätzt werden. Der grösste Teil der Serie ist hier vollständig in Mergel-Kalksandstein-Fazies entwickelt. Stärkere Nagelfluheinschaltungen beschränken sich auf das obere Drittel. Eigentliche, bis über 5 m mächtige Nagelfluhbänke (praktisch kristallingeröllfrei) finden sich nur in den obersten 50—100 m des Profils.

2. Aquitan

Wie bereits in der Einleitung zum Kapitel «Kronbergzone» festgestellt wurde, beschränkt sich die Verbreitung des Aquitans auf die Kronbergzone s. str. oder Zone der Kronbergnagelfluhen (Zone III *b* auf Tafel I).

Tafel II und Tafel IV (Profile) zeigen mit aller Deutlichkeit, dass innerhalb dieser Zone das vollständigste Aquitanprofil im Querschnitt Hochalp–Pfingstboden (Profil 11) entwickelt ist. Sowohl nach WSW als auch nach ENE zu setzen die höheren Aquitanschichten sukzessive aus, so dass im Querschnitt des Tanzbodens (Profil 23) nur noch die Krummenauerschichten (vgl. Tabelle p. 25 und Tafel II) übrigbleiben und weiter westlich (Profil 25) auch diese noch verschwinden; fast ebenso vollständig ist die stratigraphische Reduktion der Aquitanserie nach ENE zu, wo schliesslich im Profil des Rachentobels (Profil 2) ausser den Krummenauerschichten nur noch die untersten Hochalpschichten entwickelt sind; am Ostrand des Untersuchungsgebietes wird dann die restliche, unterste Aquitanserie nach E hin tektonisch abgeschnitten.

Aus der folgenden Detailbeschreibung geht hervor, dass die Faziesveränderungen im Streichen der einzelnen Serien — abgesehen von einem schmalen Streifen am Südrand der Kronbergzone s. str. — nicht bedeutend sind.

Wir gehen deshalb bei der Detailbeschreibung vom zentralen Profil Hochalp–Pfingstboden (Nr. 11 auf Tafel IV) aus und verfolgen von hier aus die einzelnen Schichtserien nach WSW und ENE. Wichtige Ergebnisse werden dann zusammenfassend in den Kapiteln 3 (Fossilführung der Kronbergzone s. l.) und 4 (Die stratigraphische Stellung der Kronbergzone s. l.) besprochen.

α) **Krummenauerschichten** (Kr auf Tafel II).

Die Krummenauerschichten (Bezeichnung nach der Ortschaft Krummenau im Toggenburg) bilden im Hochalpprofil mit ca. 11, zwischen 3 und 25 m mächtigen Nagelfluhbänken von zusammen über 90 m Mächtigkeit einen ca. 300 m mächtigen Schichtenstoss.

Sie beginnen stratigraphisch unten, d. h. ca. 800 m N des höchsten Hochalpgipfels (vgl. Tafel II) mit ca. 4 Kalknagelfluhbänken, die mit ihrer festen, kalkig-sandigen Verkittung und dem praktisch vollständigen Fehlen kristalliner Gerölle noch durchaus das Gepräge der Kalknagelfluhen der Wintersbergschichten besitzen. Sogar die erste, ca. 70 m über der Basis gelegene, vereinzelt bereits Gneisgerölle führende Bank von 4 m Mächtigkeit besitzt im übrigen noch Wintersbergtypus. Erst mit einer ca. 25 m mächtigen Bank beginnt im mittleren Teil der Krummenauerschichten der «aquitane Nagelfluhtypus», d. h. Nagelfluhen mit deutlich weniger fester Verkittung und zahlreichen Gneisgeröllen vom «Silvretta»-Typus (quarz- und sericitreiche, hellgraue-weissliche Flasergneise). Die höheren, meist zwischen 5 und 15 m mächtigen Nagelfluhbänke zeichnen sich durch erstmalige Führung vereinzelter Verrucano- und häufigerer grosser Radiolaritgerölle aus. Ihr lithologischer Habitus — relativ lockere, sandig-kalkig-mergelige Verkittung und häufigeres Vorkommen kleinerer Geröllgrössen auch in den mächtigeren Bänken — wiederholt sich in den tieferen aquitanen Schichtgliedern der Kronbergzone s. str. immer wieder [1]). Die Farbe des Bindemittels der Nagelfluhen ist grau; rotgefärbtes Bindemittel fehlt noch ganz. Gerölle von nicht metamorphem Kristallin sind nicht vorhanden oder äusserst selten; der Gehalt an metamorphen Kristallingeröllen erreicht nirgends auch nur annähernd 10 %.

Meist mittel- bis feinkörnige Kalksandsteine finden sich in der Regel als Einlagerungen von bis gegen 10 m Mächtigkeit in enger Verknüpfung mit kleingerölliger Nagelfluh. Häufig führen sie rötliche Feldspatkörnchen in auffälliger Anzahl.

Die Mergel, die mit den eingeschalteten Mergelsandsteinbänkchen zusammen über ¾ des Gesamtprofils ausmachen, sind ziemlich gleichmässig über das ganze Profil verteilt. Ausgesprochene Mergelserien von grösserer Mächtigkeit sind im Gegensatz zum Necker-Thur-Gebiet (vgl. unten) im unteren Teil der Krummenauerschichten nicht festzustellen. In ihrem Aussehen gleichen die Mergel weitgehend denjenigen der stampischen Wintersbergschichten. Immerhin sind sie im allgemeinen etwas weicher und stärker blaugrünlich-gelbfleckig. Im höheren Teil der Serie treffen wir bereits auf die typischen, weichen tonig-feinsandigen, maisgelb-lehmgelben Mergel, wie sie für einen grossen Teil des Kronbergaquitans charakteristisch sind.

Wir verfolgen nun die Krummenauerschichten zunächst nach WSW ins Thurgebiet hinüber.

Im Neckertobel beginnen die Krummenauerschichten ca. 400 m SE Chriesinecker (Chr auf Tafel II) und reichen bis nahe unterhalb Hauptmannsnecker hinauf (Hau auf Tafel II). Über den Wintersbergschichten liegt zunächst eine über 50 m mächtige, mergelreiche, schlecht aufgeschlossene Serie; darüber folgt eine erste, über 20 m mächtige Nagelfluh-Doppelbank, welche bereits einzelne Gneisgerölle führt. Nach ca. 60 m schlecht aufgeschlossenen Mergeln folgt darüber eine ca. 20 m mächtige dritte Nagelfluhbank, dicht überlagert von einer vierten, ca. 5 m mächtigen. In den beiden letztgenannten Bänken finden sich neben vereinzelten Gneisgeröllen bereits die ersten aus Verrucano bestehenden; durch ihr weniger festes, mergelig-feinsandiges Bindemittel besitzen diese beiden Bänke den bereits oben genannten «aquitanen» Habitus.

Auch am Lütisbach N Krummenau sind die tieferen Horizonte der Krummenauerschichten vorzüglich erschlossen. Auf dem linken Ufer dieses Baches ist ca. 1,2 km NNE seiner Mündung in die Thur folgendes Profil zu sehen (von oben nach unten):

15—18 m 1. Kalknagelfluh mit Gneisgeröllen. Nimmt gegen E hin an Mächtigkeit ab.

ca. 20 m 2. Mergel, blaugrau und gelblich, mit scharf abgegrenzten, geringmächtigen Mergelsandstein- und feinkörnigen Kalksandsteinzwischenlagen; an einer Stelle mit einer unbedeutenden Nagelfluhzwischenlage. Ca. 1 km weiter NE ist mehrere Meter granitischer Sandstein zwischengeschaltet. Im untersten Teil, hart am Ufer des Lütisbaches (Koord. ca. 731,25/235,7, S. A.-Blatt 236 Ebnat), ein schmales Band dunkelblaugrauer, bituminöser Mergel mit bestimmbaren Heliciden (Fundstelle Lütisbach; vgl. Tafel I und Profil 16*b*; vgl. auch p. 54). Weiter bachabwärts ist etwa im Streichen dieses Bandes ein geringmächtiges, unreines Kohlenflözchen sichtbar.

[1]) Daneben treten in diesen mächtigeren Bänken erstmals bereits maximale Geröllängen von über 20 cm auf.

Das unmittelbar Liegende dieser Schichten ist weiter bachabwärts, bis in die Gegend von Lütismühle (ca. 600 m N der Mündung des Lütisbaches in die Thur) aufgeschlossen. Wir erkennen hier (von oben nach unten):

ca. 20 m	3. Kalknagelfluh (grosser Wasserfall des Lütisbaches). Führt vereinzelte Gneisgerölle. Teilt sich gegen N hin durch Kalksandsteineinschaltung auf.
ca. 10 m	4. Mergel, blaugrau-gelbgrau, mit härteren und weicheren Mergelsandsteinbänkchen.
6—8 m	5. Kalknagelfluh mit vereinzelten Gneisgeröllen und stark ausgeprägten Kegelwülsten an der Unterfläche.
mehrere m	6. Mergeliger granitischer Sandstein.
ca. 10 m	7. Mergel, blaugrau-gelbgrau, mit Einlagerungen von weichem Mergelsandstein, unten mit über 1 m Kalksandstein abschliessend.
10 m	8. Ähnliche Mergel wie 7., mit klüftiger, harter Mergelsandsteinbank, zuunterst mit einer Kalknagelfluhbank von wechselnder Mächtigkeit.
ca. 15 m	9. Wechsellagerung von Kalksandstein und Nagelfluh (Kalknagelfluh mit einzelnen Gneisgeröllen), Fortsetzung der Bank des Steinbruchs NW Bahnhof Krummenau (s. unten).
mehrere m	10. Mergel (schlecht aufgeschlossen).
	11. Oberste Kalknagelfluh der Wintersbergschichten (auf dem linken Ufer des untersten Lütisbaches).

In diesem Profil setzen also Kalknagelfluhen mit vereinzelten Gneisgeröllen im Unterschied zum Hochalpprofil schon in den untersten Krummenauerschichten ein. Bemerkenswert ist ausserdem das Auftreten vereinzelter, mit der Kalknagelfluh eng verknüpfter granitischer Sandsteine.

Im Thurtal gliedern sich die auch hier ca. 300 m mächtigen Krummenauerschichten in zwei mergelreichere und zwei etwas nagelfluhreichere Teilabschnitte. Die unterste, mergelreichere Serie bildet das weite, teilweise von Quartär bedeckte Becken von Krummenau. Sie enthält zuunterst die Bank des Steinbruchs zwischen Trempel und Bahnhof Krummenau; dieselbe besteht bei einer Mächtigkeit von ca. 15 m aus Gneis- und Quarzgerölle führender Kalknagelfluh mit einer mehrere Meter mächtigen Einlagerung harten mittelkörnigen Kalksandsteins. Von Interesse ist das Auftreten von kleinen Pyritkristallen in dem sandig-kalkigen Bindemittel dieser Nagelfluh. Im oberen Teil der Serie des Beckens von Krummenau liegt SW Krümmenswil (vgl. Tafel II) etwa im Niveau der oben genannten Bank Nr. 3 des Lütisbachprofils eine ca. 3 m mächtige Kalknagelfluhbank, die bis über 8 cm lange Gneis- und Quarzgerölle führt.

Die zweitunterste Serie besteht an der Thur (400—600 m SE Krummenau) aus zwei mächtigeren Nagelfluhbänken und mehreren unbedeutenderen, seitlich z. T. in Kalksandstein und Mergel übergehenden Begleitbänken. Die untere der beiden Hauptbänke ist etwa 12 m mächtig und lässt sich nach SW hin in den Waldstreifen ca. 200 m N Stalden (vgl. Tafel II) verfolgen. Sie ist anscheinend im Thurtal die unterste Bank, welche Gerölle von Verrucano-Buntsandstein (ostalpiner Typus) in deutlicher Menge führt; daneben bilden Gneisgerölle vom «Silvrettatyp» einen ständigen, jedoch prozentual sehr niedrigen (unter 2 %) Bestandteil dieser und der folgenden Nagelfluhen.

In der nächsten, zweitobersten Serie, welche bis ca. 1,2 km SE Krummenau reicht, scheinen an der Thur mächtigere Nagelfluhen ganz zu fehlen. Es dominieren graugelblich-blaugraugrünlich gefleckte und gestreifte Mergel, die mitunter Kalkpisolithe führen. Daneben treten auch graue, sehr feinkörnige, mit Mangan- und Rostbelägen auf Schicht- und Kluftflächen versehene sowie vereinzelt helicidenführende, bituminöse Mergel in Erscheinung. Die eingelagerten, geringmächtigen Kalksandstein- und Nagelfluhbänke haben den Charakter von Rinnenfüllungen von geringer streichender Ausdehnung. Erwähnenswert ist eine 2,5 m mächtige Bank granitischen Sandsteins, welche im unteren Teil dieser Teilserie im kleinen Tobel 300 m NNE Krummenau aufgeschlossen ist.

Den Abschluss gegen das Becken von Nesslau bildet die nagelfluhreiche oberste Serie. Sie wird von der Thur in der Schlucht des Kesseltobels (ca. 1,5 km SE Krummenau) durchbrochen. Wir erkennen hier drei zusammen über 30 m mächtige Kalknagelfluhbänke und etwa an der Grenze gegen die Hochalpschichten (an der auf der Ostseite des Tobels verlaufenden Strasse 1. Klasse Nesslau–Krummenau) eine mehrere Meter mächtige Kalksandsteinbank. (Über die Petrographie dieses Kalksandsteins vgl. Tabelle 7, Probe 5, p. 158.)

Die nächst westlichen guten Aufschlüsse in Krummenauerschichten liegen am Osthang des Steintals. W Loch (vgl. Tafel II) besteht der hier aufgeschlossene mittlere und obere Teil der Serie aus gelben, tonigen und tonig-grobsandigen, z. T. pisolithischen Mergeln; dazu kommen noch graue, sehr feinkörnige Mergel mit Manganoxyd und Rostbelägen auf den Kluftflächen. Ganz untergeordnet sind sekundär (infolge Infiltration aus lokal rotgefärbtem Nagelfluh-Bindemittel) rötlich gefärbte Mergel. Eingelagert sind geringmächtige Kalksandstein- und bis über 5 m mächtige Kalknagelfluhbänke mit einzelnen Gneisgeröllen und gelbgrauem Bindemittel.

Ein südlich an die Aufschlüsse anschliessender ca. 250 m breiter, W-E-verlaufender Streifen SW Allmenwald, der nach S hin von der Tanzbodenaufschiebung (T auf Tafel II) begrenzt ist, ist mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls zu den Krummenauerschichten zu stellen. Er liegt im Bereich der Fazies des Südrandes des Kronbergfächers (Mergelfazies mit Nagelfluhen von Lokalcharakter). In maisgelb bis lehmgelb und blaugrau gefleckten, weichen, oft grobsandigen Mergeln sind geringmächtige Kalknagelfluhen rinnenartig eingelassen. Die letzteren zeichnen sich durch vollständiges Fehlen von kristallinen Geröllen und durch ausgeprägt gelbliches Bindemittel aus und sind dadurch vom selben Typus wie die weiter östlich als «Begleitnagelfluhen» der Riesenkonglomerate auftretenden Nagelfluhen (vgl. auch p. 63).

Weiter westlich, im Gebiet des Horlacherwaldes (Ho auf Tafel II) und des Tanzbodens (Ta) sind von den Krummenauerschichten nur noch die unteren und mittleren Horizonte vorhanden. Ihre Fazies ist fast dieselbe wie im Thurgebiet bei Krummenau, nur führen schon die unteren Schichten nicht nur Gneisgerölle vom «Silvrettatyp», sondern bereits auch Verrucanogerölle in beträchtlicher Häufigkeit.

Westlich des Taleinschnittes des Wengibachs lassen sich die Krummenauerschichten nochmals im Leglerwald S des Altwiesstockes (vgl. Tafel II und Profil 25) feststellen. Es sind hier mehrere bis über 5 m mächtige Kalknagelfluhbänke sichtbar, die sich von den nördlich benachbarten Kalknagelfluhen der Wintersbergschichten des Altwiesstockes durch die Führung von zahlreichen Geröllen von Verrucano, einzelner Porphyre, Quarze und Gneise unterscheiden und die sich auch durch ihre Lage als direkte Fortsetzung der Bänke des Tanzbodens zu erkennen geben.

Wir kehren zu unserem Ausgangspunkt, dem Hochalpprofil, zurück und verfolgen nun von hier aus die Krummenauerschichten noch in östlicher Richtung.

An der Urnäsch beginnen sie ca. 350 m SSW des Elektrizitätswerkes beim mittleren Rossfall. Nach S hin erstrecken sie sich bis zu der Rippe, die knapp N an dem Gebäude der Ferienkolonie 200 m N hinter Rossfall vorbeizieht (vgl. Tafel II).

Der Vergleich dieses Profils mit dem Hochalpprofil ergibt folgende Resultate, die z. T. hinsichtlich des Charakters der Nagelfluhschüttungen allgemeinere Bedeutung besitzen:

1. Die Gesamtmächtigkeit des Profils, diejenige der Nagelfluhbänke und die Anzahl der einzelnen Nagelfluhbänke bleibt sich etwa gleich.

2. Von den 10—11 hauptsächlichen Nagelfluhbänken des Hochalpprofils ziehen nur 5—6 ununterbrochen bis über die Urnäsch hinaus. Die übrigen, meist — aber nicht immer — weniger mächtigen Bänke setzen zum grösseren Teil aus und werden seitlich durch andere ersetzt.

3. Keine einzige der genannten 5—6 Bänke besitzt in beiden Profilen genau die gleiche Mächtigkeit. So nimmt z. B. die viertunterste, 18 m mächtige Bank des Urnäschprofils im Hochalpprofil bis auf 4 m ab, wogegen die viertoberste, 14 m mächtige Bank im Hochalpprofil auf gegen 25 m anwächst.

4. Die ersten Gneisgerölle wurden an der Urnäsch ca. 50 m über der Basis in einer ca. 11 m mächtigen Kalknagelfluh gefunden, die am Hochalpostgrat ausgekeilt ist; am letzteren Ort führt die nächst obere Bank die ersten Gneisgerölle.

Kalksandsteine, meist von mittlerem Korn, bilden oft Einlagerungen in den Nagelfluhen, kommen aber auch als selbständige Bänke vor. Die Mergel entsprechen denen des Hochalpprofils und der westlichen Gebiete. Dunkle, bituminöse, öfters helicidenführende Mergelbänder sind auch hier, wie überall in den Krummenauerschichten, merklich häufiger anzutreffen als in den Wintersberg- und Ebnaterschichten. Wir nennen als Beispiel hiefür nur eine Stelle in den untersten Krummenauerschichten WSW Mittler Rossfall.

Hier findet sich bei Koord. ca. 738,4/238,75 auf dem Südufer des Baches W Fischegg (vgl. S. A.-Blatt 235 Hochalp) — unmittelbar über einer Nagelfluhbank — über 1 m schwärzlicher, bituminöser, sandig-toniger Mergel und Mergelsandstein, voll von Kohleflözchen und Kohlepartikelchen sowie Markasit-Konkretionen von bis über Erbsengrösse und häufigen Heliciden. Darüber folgt gegen 4 m violettgrauer, toniger Mergel mit Rostbelägen auf den Kluftflächen und Heliciden und Planorben.

Im Profil des Weissbachs (Kronbachs) beginnen die Krummenauerschichten SW Kleine Eugst ähnlich wie an vielen Stellen im W mit einer nagelfluharmen Zone. Die untersten Nagelfluhen besitzen noch durchaus «stampischen» Habitus und sind vor allem praktisch noch völlig frei von Kristallingeröllen (vgl. Nagelfluhzählung 2, Tabelle 1). In den mittleren und höheren Niveaus treffen wir auf m-Dolomit-Kalknagelfluhen (vgl. Renz, Lit. 141, p. 96/97) von «aquitanem» Gepräge, d. h. weniger festem, sandig-kalkigem Bindemittel. Dasselbe ist stets graugefärbt.

Von hier aus lassen sich die Krummenauerschichten in gleichbleibender Mächtigkeit dem unteren Teil des Nordabhangs des Kronbergs entlang bis zur Nordseite des Gipfels des Klosterspitzes (Profile 2 und 3) verfolgen. Im unteren Teil noch sehr nagelfluharm, enthalten sie auch hier im mittleren und oberen Teil bis 15 m mächtige m-Dolomit-Kalknagelfluhen mit relativ recht häufigen Verrucanogeröllen und stets graugefärbtem Bindemittel von «aquitanem» Gepräge.

β) **Hochalpschichten** (Ho auf Tafel II).

Im Hochalp-Urnäsch-Gebiet bilden die Hochalpschichten in einer Mächtigkeit von ca. 350 m mit elf bis vierzehn meist 4—12, maximal über 25 m mächtigen Nagelfluhbänken die felsige Nordwand der Hochalp. Zwischen der schon oben genannten Ferienkolonie N Hinter Rossfall und dem ca. 300 m SSE Hinter Rossfall mündenden linken Seitenbach queren sie das Urnäschtal und streichen E der Urnäsch hinauf zum Spitzli (P. 1389; Sp auf Tafel II). Der Anteil der Nagelfluhen am Gesamtprofil ist grösser als in den Krummenauerschichten; er beträgt in den beiden unteren Dritteln des Profils schätzungsweise 30—40 %, im oberen Drittel, wo die mächtigsten Bänke erscheinen (bis über 20 m Mächtigkeit mit Geröllen von bis ca. 30 cm Länge), steigt er auf gegen 70 %.

Die Nagelfluhen besitzen einen ähnlichen Habitus wie diejenigen des oberen Teils der Krummenauerschichten. Dazu kommt in den oberen Hochalpschichten, zuerst zögernd und fleckenweise verteilt, dann bald entschieden durchgehend, eine ausgesprochene Rotfärbung des kalkig-sandigen oder mergelig-sandigen Nagelfluhbindemittels.

Die meisten Bänke der Hochalpschichten können von der Hochalp ohne Unterbruch über die Urnäsch hinüber bis in die Gegend des Spitzli und noch weiter nach E hin verfolgt werden; einzelne Bänke stossen jedoch seitlich an Mergeln ab, z. B. der obere Teil des mächtigen, zum Gipfel des Spitzli hinaufziehenden Riffes NE Hinter Rossfall bei 1150 m; er wird nach NE hin durch Mergel ersetzt.

In petrographischer Hinsicht ist die erstmalige Führung nichtmetamorpher Kristallingerölle zu erwähnen, darunter vor allem der roten Granite vom «Berninatypus», die gegen oben langsam häufiger werden, ohne jedoch 1 % wesentlich zu überschreiten.

Besondere Erwähnung verdienen die schöner als in den stratigraphisch tieferen Schichten ausgebildeten Kegelwülste an der Unterfläche vor allem der mächtigeren Nagelfluhen. Diese stellen «Ausgüsse» von Erosionsrinnen dar, die im liegenden Mergel kurz vor der Ablagerung der Nagelfluh oder vielleicht noch während derselben entstanden waren. Sie sind, entsprechend der im allgemeinen grösseren Mächtigkeit der Nagelfluhen, höher (oft bis etwa 20 cm) und von grösseren Dimensionen (von Wulst zu Wulst oft bis etwa 50 cm) als in den tieferen Schichten. Häufig, aber lange nicht immer, verlaufen sie in der Fallrichtung der Schichten; solche Abweichungen von der «normalen» NNW-Richtung sind wohl damit zu erklären, dass die jeweilige Oberfläche des Schuttfächers von einem ganzen Netz von Wasserläufen überzogen wurde, die im einzelnen oft recht verschiedene Richtungen einschlugen.

Bei manchen Nagelfluhbänken, besonders den mächtigeren, ist der sog. Kraussche Sedimentationsrhythmus (vgl. Lit. 96) vorhanden, d. h. innerhalb einer Nagelfluhbank werden die Gerölle nach oben hin durchschnittlich kleiner, und zuoberst in einer Bank tritt etwas Kalksandstein auf, der dann oft wieder nach oben feinkörniger wird und so allmählich in den hangenden Mergel überleitet. Im Gegensatz dazu ist der Übergang vom liegenden Mergel zu hangender Nagelfluh ein plötzlicher, die letztere greift mit leichten Erosionserscheinungen in ersteren ein (sog. Kegelwülste, s. oben).

Die — überwiegend mittel- bis feinkörnigen — Kalksandsteine spielen neben der Nagelfluh quantitativ nur eine ziemlich bescheidene Rolle. Ausser als Schmitzen innerhalb oder als oberer Abschluss von Nagelfluhbänken treten sie mitunter in selbständigen, mächtigeren Bänken auf. Als typischen Vertreter eines solchen Kalksandsteins kann man den im Steinbruch N Hinter Rossfall anstehenden (vgl. Probe 6, Tabelle 7, p. 158) betrachten.

Bei den Mergeln überwiegen bei weitem die schon bei den Krummenauerschichten erwähnten weichen, sandig-tonigen, gelblich und blaugrau gefärbten Typen. Dunkle, bituminöse Schneckenmergel von bis über 1 m Mächtigkeit sind recht häufig eingeschaltet, so z. B. unmittelbar oberhalb der Brücke beim Hinteren Rossfall am rechten Ufer der Urnäsch, wo sie wichtige Funde geliefert haben (vgl. p. 54).

Im oberen Neckertal reichen die hier ebenfalls ca. 350 m mächtigen Hochalpschichten von der Bank ca. 100 m SW Hauptmannsnecker bis zu der fast genau 1 km weiter ESE das Bachbett kreuzenden Bank von Herrennecker, die sich nach NE hin zum westlichen Hochalpgipfel hinauf verfolgen lässt. Nach W zu lässt sich die untere Grenze über Ritterenalp und Aemelsberg weiterverfolgen; sie überschreitet die Thur knapp N der Mündung des Risibaches und folgt diesem Bach nach WSW hin, um dann ins Gebiet von Ellweid abzuschwenken. Die obere Grenze setzt sich über Schlatt und an Windegg vorbei bis an den W-Hang des Bergli, unmittelbar NE Nesslau, weiter fort, um dort die Luthernaufschiebung (L auf Tafel II) zu erreichen.

Während die Hochalpschichten im Neckergebiet und am Nordwest- und Westhang der Gösgerhöhe, ähnlich wie am Nordabhang der Hochalp, zu 35 % und mehr (nach oben hin bis gegen 70 %) aus Nagelfluhen von ähnlichem Typ wie am Hochalp-Nordhang bestehen, gelangen wir im Gebiet des Luthern-tobels zwischen Ennetbühl und Nesslau sowie im Gebiet S des Risibaches W der Thur in den Bereich der Fazies des Südrandes (Mergelfazies mit Nagelfluhen von Lokalcharakter).

Im Gebiet S des Risibaches, z. B. im Holzbachtobel (Profile 16 *c* und 17) suchen wir vergeblich nach der Fortsetzung der unteren, Kristallingerölle führenden Kalknagelfluhriffe der Hochalpschichten, die nördlich Neu St. Johann unter das Quartär des Thurtals untertauchen. Diese sind hier, abgesehen von einer Bank, welche im Thurbett unterhalb der Mündung des Holzbaches sichtbar ist, ganz ausgekeilt. Statt dessen erschliesst das Tobel des Holzbaches auf ca. 1 km Länge von seiner Mündung an aufwärts eine Serie oft grobsandiger, weicher, schmutziggelber und gelbgrauer, oft blaugrau gefleckter Mergel. Eingeschaltet sind vereinzelte Lagen von Mergelsandstein und Kalksandstein und völlig kristallin-geröllfreie, mit mehr oder weniger lockerem, gelbgrau-sandigem Bindemittel verkittete, oft 3—6 m mächtige Kalknagelfluhen. Die einzelnen Bänke dieser Kalknagelfluhen keilen im Streichen oft unvermittelt aus, um häufig nach kurzem Unterbruch durch andere Bänke abgelöst zu werden. Einige unter ihnen haben eine streichende Ausdehnung von nur einigen Metern, bei anderen wieder ist sie grösser. Nach dem Gesagten dürfte es sich bei diesen Nagelfluhen um Ausfüllungen mehr oder weniger schmaler Rinnen handeln, die anscheinend meist von SSE nach NNW verlaufen. Die vollständige Abwesenheit kristalliner Gerölle in diesen «Rinnen-Nagelfluhen» weist darauf hin, dass sie nicht aus dem Schüttungs-zentrum des Kronbergfächers herzuleiten sind, sondern dass es sich um Schüttungen lokalen Charakters (d. h. kleine Schüttungen mit lokalem Einzugsgebiet) handelt.

Durchaus analoge Aufschlüsse in etwas höheren Horizonten (mittlere bis obere Hochalpschichten) treffen wir auf der Nordseite des untersten Ïentales, N Schneit. An verschiedenen Stellen treten hier, z. T. direkt am Bachufer, z. T. höher oben am Hang, flach- bis mittelsteil N-fallende, blaugraue und gelbe, grobsandig-tonige, mitunter pisolithische Mergel zutage. Darin eingebacken sind Schnüre und Nester von durch gelbes Bindemittel locker verkitteter, flysch-geröllreicher, kristallingeröllfreier Kalknagelfluh. Unter den Komponenten dieser Nagelfluhen findet man neben häufigen Flyschsandkalken bereits vereinzelte bis über 30 cm grosse, z. T. schlecht gerundete grobkörnige Flysch-Kalksandsteine, wie sie weiter E als Komponenten des eigentlichen «Riesenkonglomerates» (vgl. unten) fast alleinherrschend sind.

Dieselben Gesteine treffen wir auch beidseits der Thur W des Dorfkerns von Nesslau, so am linken Thurufer unterhalb und oberhalb der Mündung des Ïenbaches. So liegen 300 m WSW der Kirche Nesslau am linken Ufer der Thur, auf der Nordseite des im Nesslauer Thurknie liegenden Hügels, wieder dieselben gelben und blaugrauen, weichen, tonig-grobsandigen, schlecht geschichteten Mergel, wiederum mit Einlagerungen von kristallingeröllfreien, gelb verkitteten Kalknagelfluhnestern. Diese Geröllnester bestehen z. T. bereits aus recht groben, bis über 40 cm langen Flyschsandstein-geröllen und nehmen dadurch den Habitus eines «abgeschwächten» Riesenkonglomerates an.

Ein ganz analoges Phänomen wie das eben beschriebene zeigt sich im unteren Lutherntobel-gebiet bei Neu S. Johann, und zwar im Niveau der oberen Hochalpschichten:

Von den Nagelfluhbänken, die im Gebiet des Tobels Peter–Reidholz (700 m NE der Mündung des Risibaches in die Thur) einen wesentlichen Bestandteil der Schichtfolge ausmachen, erreichen noch zwei die Luthern; die untere bei der Brücke der Hauptstrasse zwischen Neu St. Johann und Nesslau, die obere 300 m NE Gugen am unteren Eingang des eigentlichen Lutherntobels. Die erstgenannte Bank liegt ungefähr im Niveau der oben beschriebenen Aufschlüsse des Thurufers W Nesslau; sie dürfte unweit N

der Thur nach S hin auskeilen. Die höhere Bank überschreitet die Luthern noch in einer Mächtigkeit von ca. 11 m nach ESE hin und keilt dann auf der E-Seite des Tobels gegen S hin aus.

Auch die beiden obersten, z. T. bereits rotes Bindemittel besitzenden, bei Windegg (vgl. Tafel II) zusammen noch gegen 20 m mächtigen Bänke keilen im Bereich des Lutherntobels aus. An ihre Stelle treten die für die Fazies des Südrandes des Kronberg-Schuttfächers charakteristischen, mächtigen, gelben, weichen Mergel mit lokalen Einlagerungen von kristallingeröllfreier Kalknagelfluh.

Wir konstatieren somit, dass die kristallingeröllführenden Kalknagelfluhen der oberen Hochalpschichten im untersten Lutherntobel, diejenigen der mittleren und unteren Hochalpschichten im Thurtal selbst und wenig westlich davon nach S resp. nach SSW hin auskeilen, d. h. sich mit den gelben Mergeln der Fazies des Südrandes verzahnen.

Wir gehen im folgenden noch kurz auf die Entwicklung der Hochalpschichten östlich der Urnäsch ein.

Im Petersalp-Kronberg-Gebiet (Profile 7—8) gleicht die Ausbildung der Hochalpschichten weitgehend derjenigen des Hochalp-Urnäsch-Gebietes.

Wie im Hochalpgebiet setzt stärkere Rotfärbung des Nagelfluhbindemittels ziemlich unvermittelt erst in den obersten Hochalpschichten ein. So besteht der Gipfelaufbau des P. 1558.8 (ca. 600 m NW des höchsten Petersalpgipfels, vgl. Tafel II und S. A.-Blatt 235 Hochalp) noch aus zwei ca. 10 bis über 15 m mächtigen, grauverkitteten Riffen, während die Nagelfluh des nur ca. 120 m SSE entfernten P. 1573 schon ausgesprochen rotes Bindemittel aufweist.

Auch bei den Mergeln treffen wir vorwiegend bereits auf die weichen, tonigen, schlecht geschichteten, maisgelb und blaugrau gefärbten, stellenweise bereits grobsandigen Typen, wie sie auch in den höheren Schichtgliedern der Kronbergzone s. str. überall auftreten.

Weiter östlich sind die Hochalpschichten im Tobel des Sönderlibaches (Profile 4—5) und S des Klosterspitzes (Profile 2—3) gut erschlossen. Auch hier ist ihre Ausbildung zunächst fast dieselbe wie im Raume Hochalp–Urnäsch. Wie im Hochalp- und Kronberggebiet treten schon in den unteren Schichtgliedern erstmalig Gerölle roten Granites vom Berninatypus in Erscheinung. Ihr Prozentsatz bleibt jedoch sehr gering; die Nagelfluhen sind als m-e-Dolomit-Kalknagelfluhen zu charakterisieren (vgl. Renz, Lit. 140, p. 96—97). Rotes Bindemittel tritt erst in den obersten Nagelfluhbänken auf und ist dort allgemein etwas spärlicher als im Hochalp-Urnäsch-Gebiet. Meist mittelkörnige Kalksandsteine finden sich fast nur als Schmitzen innerhalb und als oberer Abschluss der Nagelfluhen.

Im Tobel des Weissbaches, ca. 400 m W Weissbad, bemerkt man, wie die Nagelfluhbänke allmählich nach E oder SE hin schmächtiger werden und teilweise ganz auskeilen; sie verzahnen sich mit einer mächtigen Serie gelber, weicher Mergel (Mergelfazies des Südrandes).

γ) **Ennetbühlerschichten** (En auf Tafel II).

Im Hochalp-Urnäsch-Gebiet sind die Ennetbühlerschichten (Bezeichnung nach der Ortschaft Ennetbühl NNE Nesslau) ca. 500 m mächtig. Wie aus den Profilen (10, 11 und 12) deutlich hervorgeht, dürfte aber die Mächtigkeit gegen SSE hin zunehmen und schliesslich im Raume unter dem Pfingstboden mit recht grosser Wahrscheinlichkeit sogar über 600 m betragen. Die obere Grenze der Ennetbühlerschichten überschreitet den Necker ca. 800 m SSW Unterhirzen, zieht sich dann nach NE hin nördlich unter dem Gipfel des Hochfläschli (Hf auf Tafel II, vgl. auch Profil 10) vorbei, quert das Urnäschtal bei Steinfluh und erreicht dann über Klein-Gerstengschwend (1 km ENE Steinfluh) die Einsattelung ca. 600 m SE des Petersalpgipfels (Pet auf Tafel II).

Am Aufbau der Ennetbühlerschichten beteiligen sich etwa 20 4—20 m, oft um 15 m mächtige Nagelfluhbänke, die besonders im mittleren und oberen Teil recht eng zusammengedrängt sind und hier zu bis über 30 m mächtigen Komplexen verschmelzen können. Der Anteil der Nagelfluhen am Gesamtprofil mag im unteren Drittel 40—60 %, im oberen 60—90 % betragen. Zuoberst sind die Mergeleinschaltungen im allgemeinen wieder ein wenig mächtiger. Während die oft wenige Meter mächtigen Mergeleinschaltungen besonders im obersten Teil auf weite Strecken durchziehen (z. B. liegt das grosse ENE-WSW-ziehende Tobel NE Steinfluh in der gleichen Zone wie das NE-SW-ziehende Tobel WSW des Hochfläschligipfels), existiert an der Basis keine so weit durchgehende Mergelzone. So klingen die mächtigen Gipfelbänke von P. 1522 (1,1 km ENE Hinter Rossfall) westlich der Urnäsch in die etwas mergelreichere Serie von Oberkenner SE des Hochalpgipfels (vgl. S. A.-Blatt 235) aus; ebenso haben die bis etwa 30 m mächtigen

Bänke des Petersalpgipfels P. 1581,7 (Pet auf Tafel II) westlich der Urnäsch keine ganz ebenbürtige Fortsetzung. Umgekehrt scheint die mächtige Gipfelbank von P. 1432,8 (ca. 0,95 km WNW Hochfläschligipfel; vgl. auch Profil 11) östlich der Urnäsch teilweise auszukeilen. Starke Mächtigkeitsschwankungen der Nagelfluhbänke sind also häufig; anderseits keilen die meisten Bänke im Streichen nirgends ganz aus, und die mächtigsten Riffe lassen sich, oft mit nur geringeren Mächtigkeitsschwankungen, in der Regel mehrere km weit im Streichen verfolgen.

Entsprechend der gegenüber den Hochalpschichten durchschnittlich grösseren Mächtigkeit der Nagelfluhbänke sind auch höhere Geröllgrössenmaxima festzustellen (oft über 30 cm). Bei den mächtigsten Bänken weisen interne, wulstige Erosionsflächen, längs denen sich an einigen Stellen noch Mergelreste («Mergeltaschen») erhalten haben, darauf hin, dass sie in Wirklichkeit aus mehreren, dicht übereinanderliegenden Bänken zusammengeschweisst sind. Rotes Bindemittel ist fast überall vorhanden; die rote Eisenoxydfarbe ist öfters nachträglich mit dem Grundwasser noch gewandert und hat geringmächtige Sandsteinzwischenlagen und dünne Mergellagen im direkten Liegenden der Nagelfluhbänke mehr oder weniger rötlich gefärbt. In petrographischer Hinsicht handelt es sich bei diesen Nagelfluhen fast ausschliesslich um kristallingeröllführende Kalknagelfluhen (m-e oder e-m-Dolomit-Kalknagelfluhen).

Meist mittelkörnige Kalksandsteine oder auch feinkörnige glimmerreiche Sandsteine finden sich untergeordnet entweder als Schmitzen innerhalb der Nagelfluhbänke oder, im Sinne des Krausschen Rhythmus (vgl. Lit. 96), als oberer Abschluss derselben.

Die stellenweise sehr sandigen, gelben und blaugrauen Mergel führen mitunter unter den grössten Gemengteilen rötliche Feldspäte; ziemlich oft finden sich auch dünne, bituminöse Zwischenschichten mit mehr oder weniger gut erhaltenen Heliciden; hie und da ferner stärkere Verkalkungserscheinungen konkretionärer Entstehung. Als Beispiel für die letztere Erscheinung sei eine dünne, knauerige Bank von hellgrauem Süsswasserkalk genannt, welche im Tobel S Petersalp ansteht (vgl. auch p. 76).

Im Sektor Ritterenalp–Gösgerhöhe (Profile 14 und 15) enthält die Serie der Ennetbühlerschichten bei ebenfalls ca. 500 m Gesamtmächtigkeit gegen 20, maximal gegen 30 m mächtige, kristalline Gerölle führende, mit rotem Bindemittel verkittete Kalknagelfluhen; deren Anteil am Gesamtprofil beträgt im unteren Teil 40—60 %, im oberen Teil bis gegen 80 %.

Im Gebiet des Lutherntobels (Profil 15) gelangen wir, wie schon in den Hochalpschichten, wieder in den Bereich der südlichen Randfazies (Mergelfazies mit Kalknagelfluhen von Lokalcharakter). Die «normalen», kristalline Gerölle führenden Kalknagelfluhen der Ennetbühlerschichten verzahnen sich mit den gelben Mergeln der südlichen Randfazies und keilen dann, z. T. schon auf der Nordwestseite des Lutherntobels, z. T. erst auf seiner Südostseite nach S oder SSW hin aus. Folgende Einzelaufschlüsse seien hiefür als Beleg aufgeführt:

Bei der Strassenbrücke über das Lutherntobel ca. 400 m östlich Ennetbühl queren die im Niveau dieses Dorfes durchziehenden Nagelfluhriffe (Kalknagelfluh mit Gneisen, roten Graniten und Verrucano) die Luthern nach SE hin. Die unteren beiden Bänke dieses Schichtkomplexes lassen sich von hier aus in abnehmender Mächtigkeit noch eine Strecke weit nach S hin verfolgen, bis sie unterhalb Strick vollkommen auskeilen. Ca. 300 m unterhalb der genannten Brücke überschreitet ein ca. 7 m mächtiger, 12° nach 115° fallender Nagelfluhzug (Kalknagelfluh mit Gneisen und vereinzelten roten Graniten) die Luthern, keilt am Südufer «stumpf» aus, erscheint dann nochmals in Resten 200 m weiter SSW mit ähnlichem Geröllbestand und W-E-verlaufenden Kegelwülsten an der Unterfläche, um dann endgültig nach S hin auszukeilen. Während von den stratigraphisch nächst tieferen Nagelfluhen von Nüsslisbühl (ca. 500 m SW Ennetbühl) die oberen Bänke schon auf der Nordseite des Lutherntobels völlig ausgekeilt sind, erreicht die unterste Bank dieses Komplexes die Luthern südlich Ennetbühl in einer Mächtigkeit von noch ca. 12 m, keilt dann jedoch am südlichen Tobelhang schon nach 300 m nach SW (oder S hin) vollständig aus.

Schwieriger zu verfolgen, da weitgehend von Quartär bedeckt, sind die oberen Ennetbühlerschichten des Lutherntobelgebietes. In dieses Niveau gehört auf der linken Tobelseite die mehrere Meter starke, kristalline Gerölle führende Kalknagelfluh im Tobel 100 m WNW Strick bei Koord. ca. 734,34/233,17. Die geringe Mächtigkeit dieser Nagelfluh spricht dafür, dass diese Bank unweit südwestlich ganz auskeilen dürfte. Die stratigraphische (und tektonische) Stellung der über diesem Aufschluss liegenden, gegen 30 m mächtigen Serie unmittelbar W unterhalb Strick — mit vier kristallingeröllfreien, 1—3 m mächtigen Kalknagelfluhen — ist noch nicht ganz geklärt. Vieles spricht dafür, dass sie das normale Hangende der vorhin genannten Bank darstellen und somit in die oberen Ennetbühlerschichten zu stellen sind.

Die Auskeilung der kristallingeröllführenden Kalknagelfluhen der Ennetbühlerschichten im Lutherntobelgebiet ist somit tatsächlich eine vollständige. Am weitesten nach SW reichen die untersten Bänke. Mit anderen Worten können wir diesen Tatbestand auch wie folgt ausdrücken: Im SW, im Gebiet von Bergli NE Nesslau, liegt die Mergelfazies des Südrandes in den unteren Ennetbühler- (und oberen

Hochalp-) schichten; weiter nordöstlich, NW Strick, liegt sie bereits in den mittleren bis oberen Ennetbühlerschichten. Es wird später noch auf dieses Phänomen zurückzukommen sein; immerhin sei schon jetzt auf Fig. 30 (Blockschema des Kronberg-Schuttfächers, p. 138) verwiesen, aus welcher alle diese Zusammenhänge klar ersichtlich sind.

In den gelben Mergeln der südlichen Randfazies sind, wie schon weiter westlich in den Krummenauer- und Hochalpschichten, verschiedentlich «Nester» von kristallingeröllfreier, flyschgeröllreicher Kalknagelfluh eingelagert. Alle diese Nagelfluhen sind vom Typ der «Rinnennagelfluhen», d. h. sie sind Ausfüllungen schmaler (hier anscheinend meist SSE-NNW-verlaufender) oft mehrere Meter tief in den liegenden Mergel eingegrabener Stromrinnen.

Unter diesen Rinnennagelfluhen des Lutherntobelgebietes bestehen nun einige vorwiegend aus abnorm grossen Geröllen eines harten, meist mittel-grobkörnigen, hie und da geröllführenden Kalksandsteins. Es handelt sich um sog. «Riesenkonglomerate», wie sie in ganz gleicher Ausbildung z. B. auch im Weissbachtal WSW Weissbad (S. A.-Blatt 238) vorkommen und von dort zuerst von Ludwig (Lit. 120) namhaft gemacht wurden.

Die einzelnen, in der Regel sehr dicht gepackten und wirr durcheinanderliegenden Grossgerölle (oft 50—60 cm, hie und da bis über 90 cm maximaler Durchmesser) sind durch lockeres sandig-konglomeratisches Bindemittel nur sehr notdürftig verkittet; diese im Bindemittel auftretenden «normalgerölligen» Konglomerate haben die gleiche Zusammensetzung wie die als selbständige «Nester» auftretenden, oben genannten kristallingeröllfreien Kalknagelfluhen (vgl. Zählung 6). Wie Tafel I zeigt, treten solche Riesenkonglomerate im Lutherntobelgebiet vor allem an zwei Stellen zutage: 1. Am Bergli NE Nesslau (schlecht aufgeschlossen) und 2. in etwas höherem stratigraphischem Niveau (mittlere Ennetbühlerschichten) am Hang NW Strick. Dort ist besonders gut erschlossen ein «Riesenkonglomeratnest» in einem kleinen südlichen Seitentobel der Luthern auf ca. 870 m Höhe (Koord. ca. 734,27/233,18, S. A.-Blatt 237 Stockberg).

Wir haben noch die Ennetbühlerschichten östlich des Hochalp-Urnäsch-Gebietes zu besprechen. Hier liegen zunächst die beiden höchsten Gipfel der Kronbergzone s. l., der Kronberg (1666 m) und die Petersalp (ca. 1591 m) innerhalb der zwischen 450—500 m mächtigen Schichtfolge der Ennetbühlerschichten. In bezug auf lithologischen Aufbau und Geröllführung der Nagelfluhen herrscht weitgehende Übereinstimmung mit dem Hochalp-Urnäsch-Gebiet. Man unterscheidet ca. 20 Nagelfluhbänke von 5 m bis über 30 m Mächtigkeit. Ihr Mächtigkeitsanteil am Gesamtprofil liegt zwischen 40 und 85 %; eine besonders starke Zusammendrängung ist im Gipfelgebiet des Kronbergs, der Hoch-Petersalp und teilweise auch in den S anschliessenden Gebieten festzustellen. Fast alle mächtigeren Nagelfluhbänke lassen sich, mit allerdings schwankenden Mächtigkeiten, im Streichen über mehrere Kilometer hin verfolgen.

Als Beispiel für Mächtigkeitsschwankungen sei die Bank, welche sich südlich des Kronberggipfels von P. 1489,3 (vgl. Tafel II und Profil 7) nach E hinzieht, herausgegriffen. Dieses Riff, das schon in der Einsattelung ca. 500 m SE Petersalp zu erkennen ist, ist in der Umgebung von P. 1489,3 sehr mächtig entwickelt und in einer tiefen Kerbe prachtvoll aufgeschlossen.

Der hangende, ca. 30 m mächtige Teil der Nagelfluh zeigt hier im Streichen ein recht stabiles Verhalten, nur ist er stellenweise durch dünne Mergeleinschaltungen etwas zergliedert. Diese Eigenschaft und das Vorhandensein von buckligen Schichtfugen (Erosionsflächen) innerhalb dieses Teils der Bank weist darauf hin, dass derselbe «nicht aus einem Guss» entstanden ist.

Der liegende Teil der Bank ist bedeutend variabler in der Mächtigkeit (maximal 15 m). Seine Unterfläche ist bucklig; die Buckel sind von W nach E 10—50 m breit und sind nichts anderes als Ausgüsse von besonders tiefen, etwa S-N-verlaufenden Erosionsrinnen im liegenden Mergel. Sie sind nicht zu verwechseln mit den sehr viel kleineren, bereits früher besprochenen Kegelwülsten, die an der Unterfläche aller dieser Nagelfluhen auch auftreten. Ca. 150 m westlich der Stelle mit maximaler Mächtigkeit «keilt» dieser Teil der Bank ganz aus; wir befinden uns hier am westlichen Ufer der S-N-verlaufenden Stromrinne.

Fig. 4 zeigt diese Stelle; man erkennt deutlich, wie die Unterfläche der Nagelfluh den westlich von ihr liegenden Mergel unter einem Winkel von 20—25° (nach oben gegen W hin übergreifend) abschneidet.

Durch diese und viele ähnliche Beobachtungen ist erwiesen, dass der Schüttung wohl aller mächtigeren Nagelfluhen des Untersuchungsgebietes eine Erosion der jeweils liegenden Mergel im Betrage von oft über 5 m vorausging; ferner, dass solche Erosionen — wie später noch weiter belegt wird — auch während der Ablagerung einer scheinbar einheitlichen Nagelfluhbank mehrmals stattgefunden haben. Aus der letzteren Beobachtung lässt sich folgern, dass innerhalb des Zeitraumes der Ablagerung der mächtigen Nagelfluhkomplexe der zentralen Schuttfächergebiete mehrfach stärkere Umlagerung von Nagelfluh- und Mergelmaterial stattgefunden hat.

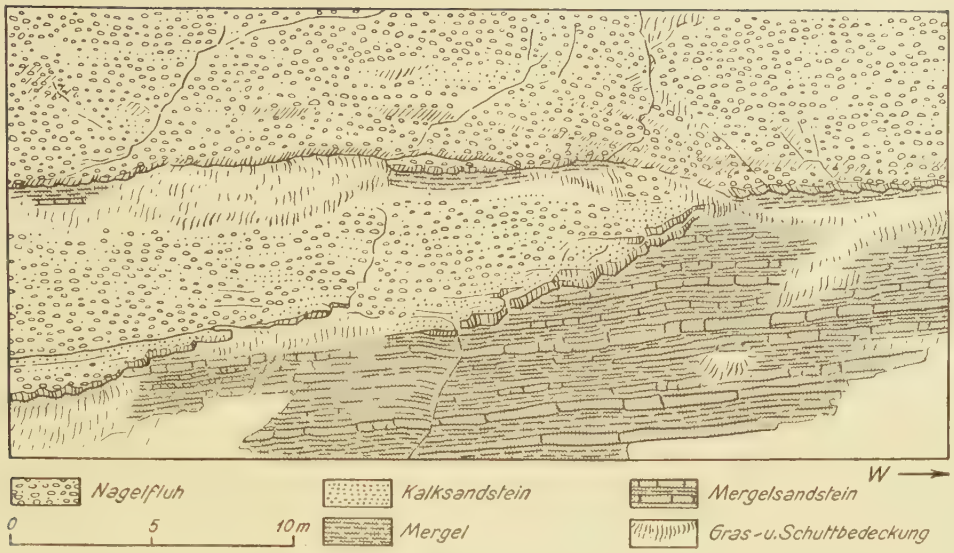


Fig. 4. Seitliche Begrenzung einer Nagelfluh-Stromrinne (S Kronberggipfel, Ennetbühlerschichten, Aquitan)

Im östlichsten Abschnitt des Untersuchungsgebietes, an den Nordabhängen des mittleren und unteren Weissbachtals (Profile 2—6) bilden die Ennetbühlerschichten den oberen Abschluss der Kronbergzone s. str. In voller Mächtigkeit (gegen 500 m) sind sie nur westlich Wartegg (Wa auf Tafel II) erhalten. Von dort ab gegen ENE zu werden zuerst die höchsten, dann sukzessive immer tiefere Schichtglieder von der Weissbachaufschiebung (We auf Tafeln II und IV) abgeschnitten. So sind im Querschnitt des unteren Leuenbaches (Profil 4) noch gegen 15, N Eugst (Profil 3) nur noch ca. 9 Nagelfluhbänke vorhanden. Ca. 500 m SW Schwimmbad Weissbad (W Glandenstein) stossen dann auch die untersten Ennetbühlerschichten an der Weissbachaufschiebung ab.

Die Nagelfluhen sind meist 6—15 m, maximal über 20 m mächtig. Ihr Anteil am Gesamtprofil ist auf 40—50 %, in den obersten Schichten auf 70—80 % zu schätzen. Die besten Aufschlüsse liefert das teilweise sehr tiefeingeschnittene Tobel des Sönderlibaches N Leuenfall. Rotes Nagelfluh-Bindemittel ist schon in den untersten Bänken vorhanden und verdrängt dann in den mittleren Niveaus etwa noch vorhandenes graues Bindemittel vollständig. Gegenüber den Hochalpschichten ist eine deutliche Zunahme der Eruptiv-Kristallingerölle festzustellen; erstmals treten auch schon Ophiolithgerölle auf. Trotzdem dürfen diese Nagelfluhen nicht als bunt bezeichnet werden, da der prozentuale Anteil der kristallinen Gerölle im allgemeinen noch unter 10 % liegt. Die meisten Geröllmaxima bewegen sich zwischen 30 und 40 cm.

Im südlichen Randgebiet, d. h. beidseits des Weissbachs selbst, ist — ähnlich wie im Lutherntobelgebiet — der Übergang zur südlichen Randfazies (Mergelfazies mit Kalknagelfluhen von Lokalcharakter) zu beobachten:

Ohne dass eine merkliche Reduktion der Gesamtmächtigkeit zu konstatieren wäre, «splittern» die mächtigen, kristalline Gerölle führenden Kalknagelfluhbänke etwas nördlich vom Weissbach gegen E oder SE hin in dünnere Bänke auf; diese letzteren keilen dann z. T. schon N vom Weissbach, z. T. unmittelbar südlich desselben, vollständig aus; nur ein kleiner Teil gelangt in stark reduzierter Mächtigkeit in unmittelbare Nähe der Weissbachaufschiebung. An Stelle der Nagelfluhen treten mächtige gelbe Mergel mit einzelnen Nestern von kristallingeröllfreien Kalknagelfluhen; darunter befinden sich wieder eigentliche Riesenkonglomerate.

Folgende Beispiele mögen dies im einzelnen belegen:

Ca. 800 m ENE der Mündung des Potersalperfallbaches keilen auf dem Nordufer des Weissbaches drei nur durch dünne Mergellagen getrennte Nagelfluhbänke von zusammen über 30 m Mächtigkeit nach SSE (oder S) hin ausserordentlich rasch aus (vgl. Fig. 5). Bei jeder Bank greift der hangendste

Teil am weitesten nach S. Dies deutet darauf hin, dass diese Auskeilungen als seitliche Begrenzung (Uferzone) der betr. Nagelfluhstromrinnen aufzufassen sind. Die Richtung der nagelfluhbringenden Strömung dürfte, worauf auch Kegelwülste an der Unterfläche der Nagelfluhen hinweisen, etwa WSW-ENE gewesen sein.

Eine ganz analoge Erscheinung ist ca. 50 m unterhalb des Steges über den Sönderlibach bei P. 1042 (Koord. ca. 746,90/240,23, S. A.-Blatt 238 Schwende) zu beobachten. Hier ist auf dem linken Bachufer eine ca. 12 m mächtige Nagelfluhbank aufgeschlossen, von welcher die untere Hälfte nach SSE hin in ähnlicher Weise wie beim vorhin erwähnten Beispiel auskeilt (Fig. 6).

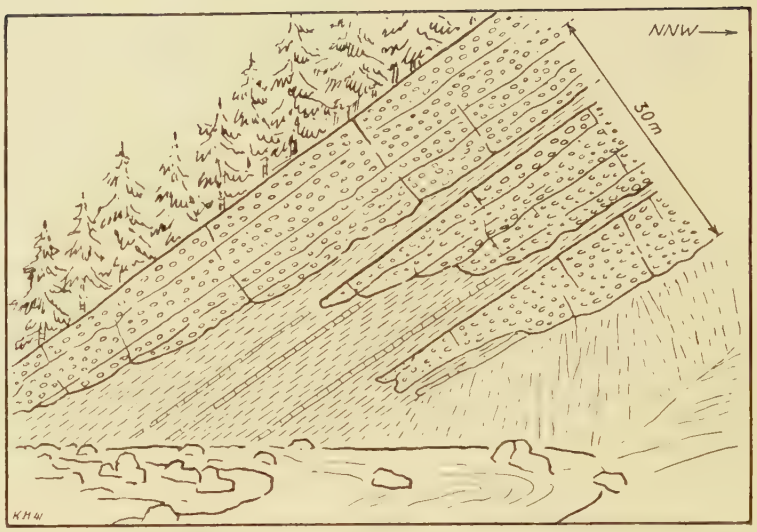


Fig. 5. Seitliche Begrenzungen von Nagelfluh-Stromrinnen (Weissbachtal ESE Kronberg, 800 m ENE Mündung des Potersalperfall-Baches; Ennetbühlerschichten, Aquitan)

Im unteren östlichen Eugsttobel, d. h. ca. 1,7 km östlich von dieser Stelle (Koord. ca. 748,43/240,40, S. A.-Blatt 238 Schwende; vgl. auch Profil 2*b* und Fig. 21, p. 108), ist an Stelle der über 100 m mächtigen, über 50 m Nagelfluh enthaltenden Schichtfolge im unmittelbaren Hangenden der zuletzt genannten Bank eine ebenfalls über 100 m mächtige Zone gelber Mergel getreten, in welcher lediglich zuunterst noch zwei schmächtige Nagelfluhbänke übriggeblieben sind. In den gelben Mergeln finden sich spärliche Einschaltungen gelbgrauer Kalksandsteine und im oberen Teil drei kristallingeröllfreie Rinnennagelfluhen, die z. T. als Riesenkonglomerat ausgebildet sind.

NNW SSE

Fig. 6. Seitliche Begrenzung einer Nagelfluh-Stromrinne (Ostseite des unteren Sönderlibachtobels, Ennetbühlerschichten, Aquitan). Die Nagelfluhbank besitzt links noch die volle Mächtigkeit; rechts ist nur noch der obere Teil erhalten; der untere Teil stösst seitlich an Mergeln ab

Bei den Mergeln der Ennetbühlerschichten des Weissbachgebietes überwiegen auch innerhalb der «normalen» Fazies die weichen, oft sandigen, gelben und blaugrauen Typen bei weitem. An verschiedenen Stellen enthalten sie dunkelblaugraue oder schwärzliche Bänder mit mehr oder weniger gut erhaltenen *Heliciden*. Hie und da wurden pisolithische Kalkkonkretionen von Haselnuss- bis über Nussgrösse beobachtet.

Sandsteine sind relativ untergeordnet. Innerhalb oder häufig als oberer, hie und da auch als unterer Abschluss der Nagelfluhriffe treten vorwiegend ziemlich feinkörnige Kalksandsteine, seltener Arkosesandsteine auf. Beide sind mitunter durch Infiltration aus dem Bindemittel der benachbarten Nagelfluh braun oder rot gefärbt. Die Kalksandsteine der südlichen Randzone dagegen sind — wie auch kristallingeröllfreie Lokalnagelfluhen — immer gelbgrau gefärbt und sehr quarzarm.

δ) **Hochfläschlischichten** (H auf Tafel II).

Die Hochfläschlischichten, wie wir sie nach dem das Urnäschtal beherrschenden Berg benennen wollen, beginnen im W, nördlich Rietbad, mit den sanft SE-geneigten Nagelfluhplatten von Hübschholz (vgl. Tafel II), erreichen über Kühisalp den unteren Teil des Spicher-Nordwesthanges, bauen weiter östlich den stotzigen Gipfel des Hochfläschli, queren dann das Urnäschtal südlich der Tossbachmündung und kulminieren jenseits des Tossbaches im P. 1549,3 (ca. 800 m SE Petersalp, vgl. Profil 8). Von den Ennetbühlerschichten unterscheiden sich die 350 m mächtigen, gegen SSE wahrscheinlich auf gegen 450 m Mächtigkeit anwachsenden Hochfläschlischichten durch die noch stärkere Beteiligung der Nagelfluhen. Der Anteil der 12—15 hauptsächlichen Nagelfluhbänke am Gesamtprofil liegt etwa zwischen 85 und 95 %. Die Bänke erreichen mehrfach über 30 m Mächtigkeit; alle mächtigeren Riffe sind jedoch von internen Erosionsflächen durchzogen, d. h. sie bestehen in Wirklichkeit aus mehreren, nacheinander entstandenen und «aufeinandergeschweissten» Bänken. Mehrfach ist seitliche Verzahnung von Nagelfluh und Mergel zu beobachten, jedoch nirgends im Sinne zeitlich länger an ein bestimmtes Querprofil gebundener Hauptschüttungsarme und zwischenliegender schüttungsärmerer Gebiete. Viele der meist nur wenige Meter mächtigen Mergelhorizonte lassen sich weithin durchverfolgen; auch am Hochfläschli setzen sie nicht ganz aus.

Die Nagelfluh der Hochfläschlischichten ist teils als Kristallingerölle führende Kalknagelfluh, teilweise als bunte Nagelfluh (über 10 % kristalline Gerölle) zu bezeichnen; nirgends dürfte jedoch der Prozentsatz der Kristallingerölle über 15 % ausmachen. Bei den kristallinen Geröllen ist das erstmalige stärkere Auftreten von Ophiolithen zu erwähnen (vgl. z. B. Zählung Nr. 8, Tabelle 1). Die Geröllgrössenmaxima erreichen über 40 cm (Flyschkalke und -sandsteine); das Bindemittel ist, wie schon in den Ennetbühlerschichten, ausgesprochen rot gefärbt.

Sandsteine (meist feinkörnige bis mittelkörnige Kalksandsteine, ferner glimmerige Quarzsandsteine von oft graugrünlicher Farbe) kommen in den Hochfläschlischichten nur ganz untergeordnet, meist als Schmitzen innerhalb von Nagelfluhen, vor.

Die Mergel sind vom gleichen Typus wie in den Ennetbühlerschichten. An einzelnen Stellen beobachtet man im unmittelbaren Liegenden einer Nagelfluhbank ziegelrote Mergelschichtchen, was auf Infiltration aus dem Nagelfluh-Bindemittel zurückzuführen ist.

Östlich des Tossbachs sind die Hochfläschlischichten nicht mehr in voller Mächtigkeit entwickelt; sie werden dort längs der Weissbachaufschiebung (We auf Tafeln II und IV) nach ENE hin sukzessive abgeschnitten; so bleiben am Seckbach (Profil 6) unterhalb der Mündung des Bruggerwaldbaches nur noch die tieferen Schichten übrig; wenig E der Mündung des Potersalperfallbaches stösst schliesslich auch die unterste Nagelfluhbank an der Aufschiebung ab.

Entlang dem Südrand, d. h. in einem bis gegen 300 m breiten Streifen, der im S von der Weissbachaufschiebung begrenzt ist, lässt sich wieder an verschiedenen Stellen der Übergang von der «normalen» Fazies in die Mergelfazies des Südrandes beobachten. Wieder lässt sich feststellen, dass sich mächtige, scheinbar einheitlich gebaute Nagelfluhbänke nach E oder SE hin unter zunehmender Einschaltung von Mergelbändern in einzelne Bänke, d. h. in ihre «genetischen Einheiten», auflösen, die sich dann inmitten der gelben oder gelb-blaugrau gefleckten und gebänderten Mergel der Randfazies verlieren und darin schliesslich ganz auskeilen. In diesen Mergeln, die in einer Mächtigkeit von bis über 70 m aufgeschlossen

sind, treten in verschiedenen Niveaus wiederum vereinzelt «Nester», d. h. schmale Rinnenfüllungen, von kristallingeröllfreien Kalknagelfluhen auf. Stets verlaufen diese Rinnen ungefähr quer zum Schichtstreichen, d. h. etwa SSE-NNW. Sehr oft sind in dieser Gegend die Rinnenfüllungen nicht gewöhnliche Kalknagelfluhen von Lokalcharakter, sondern wieder (vgl. z. B. p. 46) eigentliche Riesenkonglomerate. Fig. 7 (aufgenommen auf der Südseite des Seckbachtobels, ca. 850 m oberhalb der Einmündung des Potersalperfallbaches) zeigt einen kleinen Teil dieser seit Ludwig (Lit. 120) bekannten klassischen Aufschlüsse von Mergeln mit Riesenkonglomeraten. Der schönste Riesenkonglomerataufschluss des Seckbachtobels und überhaupt des ganzen Untersuchungsgebietes liegt auf der Südseite des Tobels, 550—600 m W der

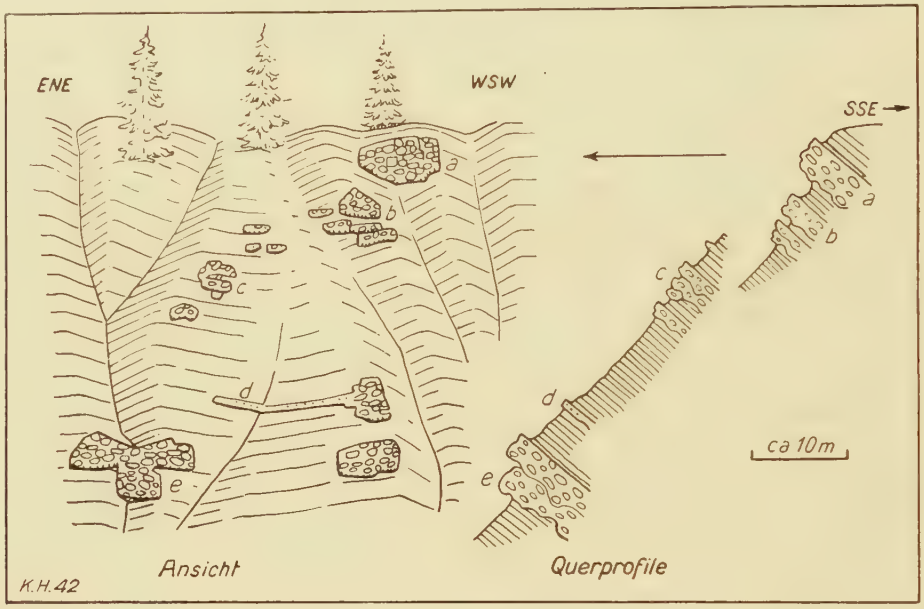


Fig. 7. Südliche Randfazies der Kronbergzone s. str. mit rinnenförmigen Einlagerungen von Riesenkonglomeraten in Mergeln. Seckbachgebiet, Hochfläschlischichten, Aquitan

Mündung des Potersalperfall-Baches. Die einzelnen «Nester» werden hier bei bis über 30 m Breite bis über 10 m mächtig. Die Zusammensetzung des Riesenkonglomerates ist dieselbe wie im Lutherngebiet (vgl. p. 46 und Kapitel «Gesteinsbeschreibung»).

Die erwähnte «Auflösung» und Auskeilung der mächtigen Kronbergnagelfluhbänke nach E und SE hin und die Lagebeziehungen dieser Bänke zum Riesenkonglomerat sind im Gebiet von Löchli (Profil 7; Lö auf Tafel II) prachtvoll zu erkennen. Ca. 250 m W Löchli wird die in jenem Querprofil oberste Kronbergnagelfluh von der Weissbachaufschiebung nach E hin abgeschnitten. Im Liegenden dieser Bank liegt NE Langälpli (vgl. Tafel II) eine über 30 m mächtige Wechsellagerung von gelben Mergeln mit Kronbergnagelfluhbänken. Gegen ESE zu dünnen die einzelnen Nagelfluhbänke aus und verschwinden schliesslich ganz; übrig bleibt eine über 30 m mächtige Serie gelber Mergel.

Das Liegende dieser Schichtfolge ist wenig nördlich, d. h. auf der Südseite des tiefeingeschnittenen obersten Seckbachtobels W der Einmündung des Bruggerwaldbaches, erschlossen. Es besteht aus zwei durch ca. 5 m Mergel getrennten Nagelfluhriffen, von denen das untere über 20 m, das obere sogar über 40 m mächtig ist. Gehen wir im Tobel abwärts, d. h. nach E hin gegen die Mündung des Bruggerwaldbaches zu, so lässt sich feststellen, dass das untere Riff bald auskeilt; an seine Stelle treten gelbe Mergel. Das obere über 40 m mächtige Riff dagegen keilt nicht als Ganzes aus, sondern löst sich zunächst unter Einschaltung von Mergeln in drei je 10—15 m mächtige Bänke auf, die man als seine «genetischen Einheiten» betrachten kann. Diese drei letzteren Bänke lassen sich nun entlang dem Seckbach in abnehmender Mächtigkeit noch bis E der Mündung des Bruggerwaldbaches verfolgen, wo sie dann nacheinander (zuerst die unterste, zuletzt die oberste) auskeilen. An ihre Stelle tritt die Serie gelber Mergel mit Riesenkonglomeraten.

Wollen wir aus den Auskeilungen auf die Richtung der nagelfluhbringenden Strömung schliessen, so müssen wir uns bewusst sein, dass hiefür zunächst die Richtung des raschesten Auskeilens festzustellen ist. Das Auskeilen geht in den besprochenen Fällen immer so vor sich, dass die Unterfläche einer Nagelfluhbank unter einem bestimmten Winkel schräg ansteigt (vgl. auch Fig. 4, p. 47, und Fig. 5, p. 48). Um die Richtung raschesten Auskeilens zu erkennen, gilt es also, solche maximale Auskeilungswinkel festzustellen. Für das Seckbach-Weissbachtobel-Gebiet erhalten wir als Richtung

raschesten Auskeilens meist NW-SE bis NNW-SSE (vgl. auch p. 48). Da aus der beschriebenen Auskeilungsart gefolgert werden muss, dass es sich dabei um Auskeilungen gegen das Ufer von Nagelfluhstromrinnen handelt (vgl. auch p. 48), so dürfte die nagelfluhbringende Strömung selbst in diesen Fällen von SW oder WSW her gekommen sein.

ε) **Pfingstbodenschichten** (Pf auf Tafel II).

Die Verbreitung der Pfingstbodenschichten (Bezeichnung nach der zentralen Erhebung, dem Pfingstboden, vgl. Profil 11) beschränkt sich im wesentlichen auf das Quellgebiet des Neckers und dessen nähere Umgebung. Die Hauptgipfel sind ausser dem Pfingstboden der weiter NW gelegene Hinterfallenkopf (Profil 12) und der Spicher (NE vom Pfingstboden, vgl. Profil 11).

Die höchsten Pfingstbodenschichten sind nur am Pfingstboden selbst und z. T. noch in dem NE anschliessenden Gebiet von Hornalp (Profil 10) vorhanden; von hier an nach NE hin werden sukzessive immer tiefere Schichtglieder von der Weissbachaufschiebung (We auf Tafel II) abgeschnitten, in der Gegend von Profil 9 (W des Tossbachs) schliesslich auch die tiefsten Pfingstbodenschichten. Auch gegen W hin stossen im Gebiet der Bernhalde und westlich davon rasch immer tiefere Schichten an der hier in scharfem Winkel nach S zurückspringenden tektonischen Südbegrenzung der Kronbergzone ab; so finden wir schon ca. 1 km E Rietbad unterste Pfingstbodenschichten an der Luthern, d. h. unweit des vermutlichen Ausbisses der Luthernaufschiebung.

Die Pfingstbodenschichten stellen innerhalb der Kronbergzone und des Untersuchungsgebietes überhaupt die stärkste Nagelfluhanhäufung dar. Fast die ganze, über 500 m mächtige Schichtfolge besteht, abgesehen von der weiter unten zu besprechenden Randfazies, aus Nagelfluh. Sowohl an der zum Luthern-tal abbrechenden Pfingstboden-Südwestwand als auch an dem ebenso grossartigen Absturz gegen das oberste Neckertobel hin türmt sich Nagelfluh über Nagelfluh; vergeblich suchen wir nach zusammenhängenden trennenden Mergelschichten. In Wirklichkeit besteht natürlich die Nagelfluhmasse des Pfingstbodens aus einer ganzen Anzahl «aufeinandergeschweisster» Einzelbänke, die durch Schichtfugen voneinander getrennt sind. Die Schichtfugen der Pfingst-

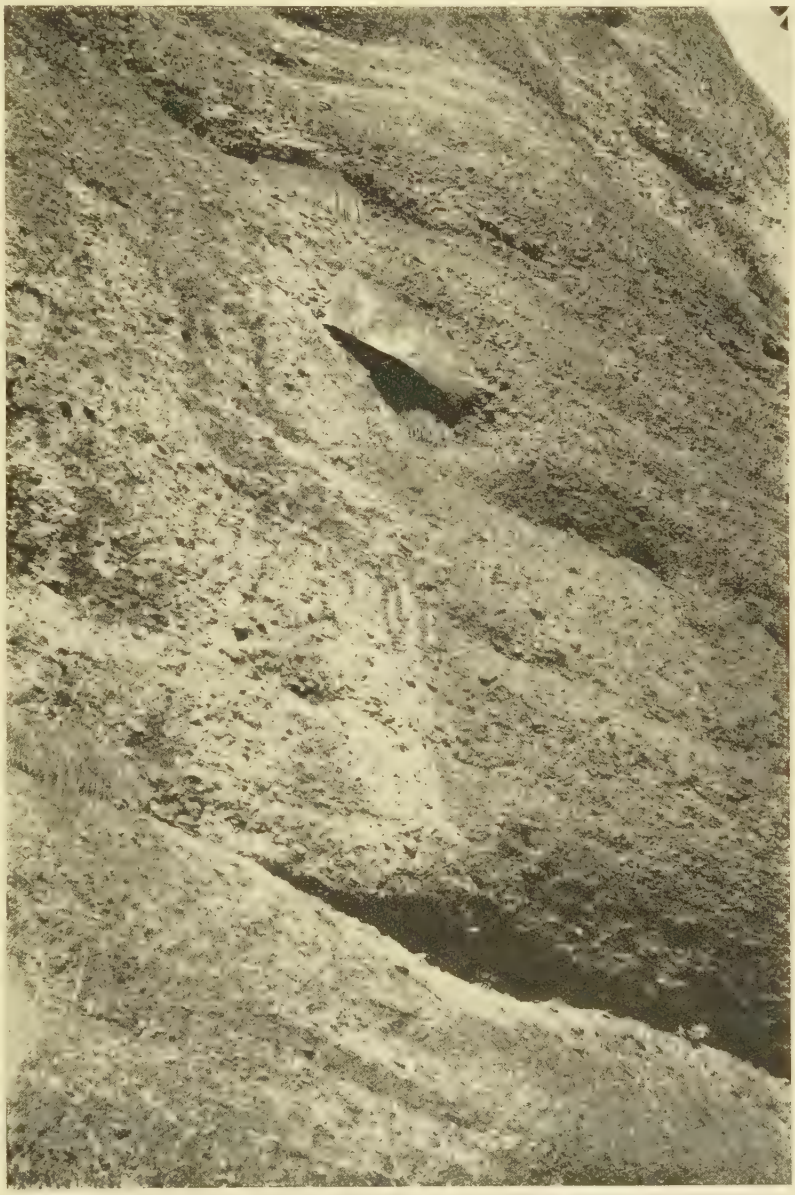


Fig. 8. Grosser Block (über 3 m lang) in der aquitanen Nagelfluh der Kronbergzone. SW-Wand des Pfingstbodensporns, Pfingstbodenschichten

bodennagelfluhen haben nämlich wiederum, wie dies schon oben p. 45—46 für die Ennetbühlerschichten und p. 49 für die Hochfläschlischichten beschrieben wurde, z. T. die Bedeutung von Erosionsflächen; häufig sind sie nicht ganz eben, sondern zeigen kleine, höckerige Ausbuchtungen, in denen hie und da eine «Mergeltasche», d. h. ein Erosionsrest einer einst zusammenhängenden Mergelschicht, erhalten geblieben ist. Fig. 8 zeigt eine solche Schichtfuge erosiver Entstehung (im unteren Drittel der Photo, von rechts nach links ansteigend).

Die Nagelfluh der Pfingstbodenschichten (ausgenommen die Lokalnagelfluhen der südlichen Randfazies, vgl. weiter unten) besitzt ein ausgesprochen rotes Bindemittel von ähnlichem Aussehen wie in den Ennetbühler- und Hochfläschlischichten. Sie ist grösstenteils eine «bunte» Nagelfluh (im Sinne des bisherigen Sprachgebrauchs), d. h. der Anteil der kristallinen Gerölle beträgt über 10 %, meistens zwischen 10 und 20 %; er ist also im allgemeinen etwas höher als in den tieferen Schichten der Kronbergzone s. str. (vgl. auch die Nagelfluhzählungen 8—10, Tabelle 1). Daneben gibt es aber auch Stellen, wo die kristallinen

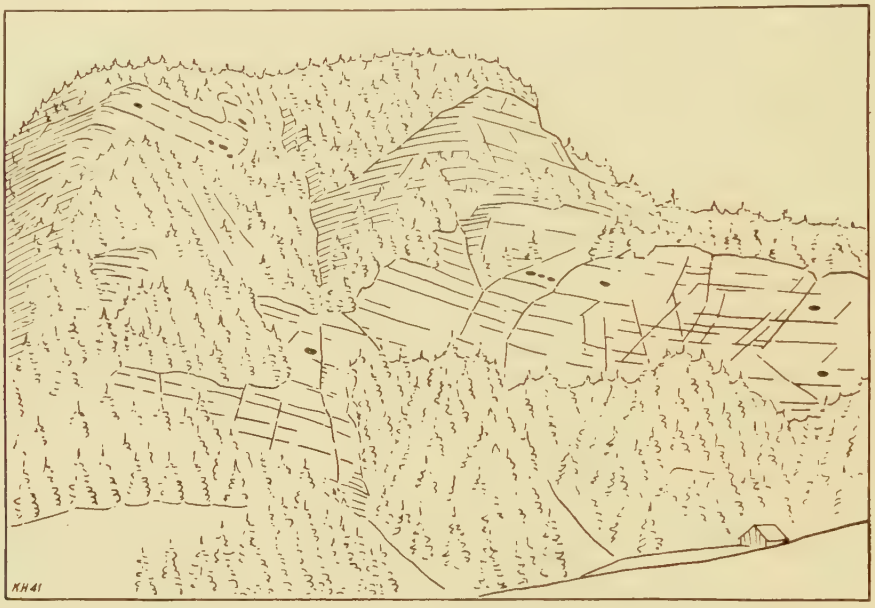


Fig. 9. Der Pfingstbodensporn von SW. Schwarze Ellipsen = extrem grosse Nagelfluhkomponenten

Gerölle weniger häufig sind, wo also eine kristallingeröllführende Kalknagelfluh vorliegt, so besonders im Hornwaldgebiet (vgl. Tafel II). Unter den kristallinen Geröllen sind metamorphe und nichtmetamorphe ungefähr gleich häufig. Einige der wichtigsten Typen sind im Kapitel «Gesteinsbeschreibung» beschrieben; hier sei nur auf die hellrötlichen Zweiglimmergneise hingewiesen, die auch schon für die Hochfläschli- und Ennetbühlerschichten bezeichnend sind und in der Sommersbergzone (Gäbriszone s. l.) genau gleich auftreten. Ferner ist bemerkenswert das häufige Auftreten von Dioriten und von des Verwitterungsgrades wegen nicht näher bestimmbaren Ophiolithen. Die kristallinen Gerölle sind öfters über 40 cm lang; als grösstes fand sich ein 58 cm langer violetter Quarzporphyr. Bei den sedimentären Geröllen sind es besonders mitten in der bunten Nagelfluh häufig nesterweise auftretende Kalk- und Quarzsandsteingerölle, die oft 40, mitunter über 80 cm in der Längsachse messen. Es handelt sich um Gerölle desselben Typs, wie sie auch für die Riesenkonglomerate der südlichen Randfazies bezeichnend sind (vgl. z. B. p. 46).

Charakteristisch für die Pfingstbodennagelfluhen ist das sporadische Vorkommen einzelner extrem grosser Nagelfluhkomponenten. Diese «Riesenkomponenten» im engeren Sinn sind eigentliche Blöcke mit teilweise kaum angedeuteter Kantenrundung. Sie treten im Gegensatz zu den oben erwähnten, nesterartig angehäuften Kalk- und Quarzsandsteingeröllen immer nur vereinzelt auf (vgl. Fig. 8 und 9).

Das schönste Beispiel hiefür findet sich bei ca. 1030 m (Koord. ca. 737,9/234,55) im unteren Teil der Pfingstboden-Südwestwand (Fig. 8). Der gegen 4 m lange und über 1 m hohe Block von regelmässigem,

rechteckigem Querschnitt liegt mit seiner Längsachse ungefähr in der Schichtebene der im übrigen «normalgerölligen» Nagelfluh.

Auf der Photo (Fig. 8) sind die Lagerungsverhältnisse der Gerölle in der Umgebung dieses Blockes gut zu erkennen:

Am rechten (südöstlichen), stromaufwärts gelegenen Ende des Blockes bemerkt man, wie die einzelnen Gerölle der umgebenden Nagelfluh mit ihren Längsachsen schräg nach unten, d. h. «flussabwärts», eintauchen. Ferner finden sich an dieser Stelle einige Gerölle von über Durchschnittsgrösse. Diese Erscheinungen deuten darauf hin, dass sich unmittelbar hinter dem mächtigen Block ein kleiner Kolk gebildet hatte. Bei näherem Zusehen erkennt man, dass der grosse Block in der Richtung rückwärts schwach in den Kolk eintaucht. Diese Verhältnisse stehen im Einklang mit Ergebnissen von Untersuchungen an rezenten Flüssen, die vom Eidgenössischen Post- und Eisenbahndepartement vorgenommen wurden (Lit. 129, p. 41).

Sandsteine kommen in den Pfingstbodenschichten — ausser in der noch zu besprechenden Randfazies — fast nur als in der Nagelfluh eingebackene kleine Schmitzen vor. Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige, harte Kalksandsteine und weichere Arkosesandsteine (betreffend letztere vgl. p. 73 und Tabelle 7, Probe 9, p. 158).

Auch bei den Pfingstbodenschichten sind Faziesübergänge zu beobachten. An verschiedenen Stellen lässt sich feststellen, wie schuttfächerauswärts, nach NW, N und NNE hin, die mergellose Nagelfluhmasse allmählich durch einzelne dünne Mergelschichtchen zerteilt wird. Dies ist z. B. zu beobachten an der über 150 m mächtigen NNE-Wand des Hinterfallenkopfes. Dort löst sich die im ESE, nördlich des Pfingstbodens, noch kompakte Nagelfluh nach WNW zu durch Einschaltung von maximal mehrere Meter mächtigen Mergelbänken, allmählich in 7—9 Teilkomplexe auf; eine ähnliche «Aufsplitterung» vollzieht sich auch nach NNE hin, wo die über 200 m mächtige Spicher-NE-Wand durch dünne Mergeleinschaltungen in 7 bis 10 Einzelbänke zerlegt ist.

Aber auch die südliche Randfazies (Mergelfazies mit kristallingeröllfreien Kalknagelfluhen von Lokalcharakter) fehlt den Pfingstbodenschichten des Pfingstboden-Urnäsch-Gebietes nicht. Primär nicht vorhanden ist diese Fazies einzig etwas westlich von Profil 11, dort, wo der Pfingstbodensporn am weitesten nach S vorspringt (vgl. Tafel II). Weiter westlich ist das Gebiet, in dem der Übergang in die Mergelfazies des Südrandes zu erwarten wäre, von der dort weit nach NW vorspringenden Luthernaufschiebung tektonisch abgeschnitten. Dagegen ist am Südostrand des Pfingstbodengebietes jener Übergang in die Mergelfazies mit aller Deutlichkeit wahrzunehmen. Im Tobel NW Surbühl (vgl. Tafel II) liegen bei Koord. ca. 738,82/234,57 (S. A.-Blatt 237 Stockberg) in der streichenden Fortsetzung der obersten Pfingstbodennagelfluhen plötzlich bis über 10 m mächtige Schichten gelber, weicher, z. T. grobsandiger Mergel mit einzelnen Nestern von Riesenkonglomeraten. Die Verzahnung dieser Mergel mit der Kristallingerölle führenden Pfingstbodennagelfluh ist an mehreren Stellen erkennbar.

Recht gut sichtbar ist der Übergang von der «normalen» Fazies zur Mergelfazies des Südrandes auch NE Hornalp (vgl. Profil 10). Dort, d. h. ca. 120—250 m S des nördlichen Blattrandes von S. A.-Blatt 237 Stockberg, liegt im Streichen der völlig mergelfreien Nagelfluh des Pfingstboden-Gipfel-Gebietes eine bis über 15 m mächtige Zone gelber Mergel, in welcher eine nur noch wenig mächtige Bank Kristallingerölle führender Nagelfluh erhalten ist.

Schliesslich verzahnen sich in dem Tobel, welches südlich von Hornwald in nordöstlicher Richtung verläuft und die Urnäsch dann ca. 400 m NNE Kräzerli erreicht, auch die mittleren und ein Teil der unteren Pfingstbodenschichten mit den gelben Mergeln der südlichen Randfazies; auch hier sind an mehreren Stellen Riesenkonglomerate eingestreut, so bei ca. 1230 m (Koord. ca. 740,05/235,87).

3. Fossilführung der Kronbergzone s. l.

In der Kronbergzone s. l. wurden sowohl *Heliciden-* als auch vereinzelte *Pflanzenfunde* gemacht. Die schönsten Pflanzenreste wurden in einer Mergelsandsteinlage der Wintersbergschichten des Steintalgebietes (vgl. p. 30) gefunden. Da jedoch Pflanzenreste für die Bestimmung des Alters ausser Betracht fallen, wurde das Hauptgewicht auf die Suche nach möglichst guterhaltenen Heliciden gelegt.

Schon Ludwig (Lit. 123) kannte in der Kronbergzone s. l. zahlreiche Heliciden-Fundstellen; den Erhaltungszustand des Fossilmaterials der meisten Fundstellen bezeichnet er indes als ungenügend.

Ich stellte mir als Aufgabe, seine Aufsammlungen fortzusetzen und sie insbesondere nach W hin zu ergänzen. Das Endziel war die genauere Festlegung der Stampien-Aquitan-Grenze, die bisher immer noch strittig geblieben war. Beim Suchen nach Fossilien stellte sich nun heraus, dass in der Kronbergzone s. str. helicidenführende Mergel so häufig sind, dass die Anzahl der Fundstellen fast beliebig vermehrt werden könnte. Ich berücksichtigte für die Aufsammlungen daher nur solche mit besonders guter Ausbeute und vor allem solche, die möglichst in der Nähe der vermutlichen Stampien-Aquitan-Grenze lagen. Bisher unternahm ich ausschliesslich Aufsammlungen von Gastropoden; in Zukunft sollte auch auf den Nachweis von Säugetierresten Gewicht gelegt werden, wofür angesichts der grossen Verbreitung dunkelgrauer und blaugrauer Detritusmergel («Helicidenmergel» z. T.) die Aussichten wahrscheinlich günstig sind.

Für die freundliche Bestimmung des Fossilmaterials bin ich Herrn Dr. W. Wenz (Frankfurt) zu grossem Dank verpflichtet. Er bestimmte die folgenden Arten:

a) Fundstelle Lütisbach (Koord. ca. 731,25/235,7, S. A.-Blatt 236 Ebnat; Krummenauerschichten, vgl. p. 39 und Tafel II):

Archaeozonites subangulosus (Zieten)

Cyrtochilus expansilabris (Sandberger)

Cepaea subsulcosa (Thomae)
(vielleicht auch andere *Cepaea*-Arten, was sich bei dem nicht sehr günstigen Erhaltungszustand nicht mit Sicherheit entscheiden lässt)

Triptychia (Triptychia) antiqua (Zieten)

Triptychia (Triptychia) sp.
(grösser als *antiqua*, stärker gerippt als *ulmensis*, nicht näher bestimmbar)

Tropidomphalus (Tropidomphalus) minor minor Fischer et Wenz

Metacampylaea (Galactochiloides) oepfingensis Wenz
Bemerkung von W. Wenz: Es handelt sich um eine typische Aquitanfauna vom Charakter der Oepfingerschichten Schwabens (vgl. Lit. 180).

b) Fundstelle Hinterer Rossfall (Koord. ca. 739,35/238,09, S. A. Blatt 235 Hochalp; Hochalpschichten, vgl. p. 43 und Tafel II):

Archaeozonites subangulosus (Zieten)

Omphalosagda subrugulosa (Quenstedt)

Cyrtochilus expansilabris (Sandberger)

Cepaea subrugulosa (Thomae) (= *rugulosa* Zieten non Risso)

Triptychia (Triptychia) antiqua (Zieten)

Triptychia (Triptychia) ulmensis (Sandberger)

Poiretia (Poiretia) rugulosa ulmensis Wenz

Lymnaeide: ? Galba sp.
Bemerkung von W. Wenz: Diese Fauna ist im einzelnen und in ihrer Zusammensetzung durchaus typisch für die aquitanen Oepfinger- und Thalfingerschichten Schwabens (vgl. Lit. 180 und 181).

Zusammenfassend stellt Herr Dr. Wenz fest, dass es sich bei *a* und *b* ganz zweifellos um Aquitan vom Typus der Oepfinger- und Thalfingerschichten Schwabens (Nordrand der Molasse bei Ulm) handelt. Die übrigen berücksichtigten Fundstellen lieferten lediglich Material, das im Hinblick auf die Frage der genauen Altersstellung wertlos ist. Vollständigkeitshalber seien auch diese Fundstellen noch angeführt:

c) Fundstelle Risibach (Koord. ca. 730,78/232,08, S. A.-Blatt 236 Ebnat; Hochalpschichten).

Cepaea subsulcosa (Thomae)
(in ausserordentlich grosser Anzahl).

Eine ca. 100 m NE, ebenfalls am Risibach, fast in derselben Schicht gelegene Fundstelle lieferte:

Archaeozonites subangulosus (Zieten) und

Triptychia (Triptychia) sp.

d) Fundstelle Pfingstboden (Koord. ca. 738,82/234,57, S. A.-Blatt 237 Stockberg; in gelben Mergeln mit Riesenkonglomeraten; Pfingstbodenschichten).

Cepaea subsulcosa (Thomae) und

Hydrobia sp.

Eine benachbarte Fundstelle (Mergelzone NE Hornalp, vgl. S. 53; Pfingstbodenschichten) lieferte:

Triptychia sp. und Frucht von

Grewia crenata (Unger).

Ferner fanden sich an mehreren Stellen der Kronbergzone s. str. *Galactochilus sp.*

Die aufgeführten Funde sind deshalb von besonderem Interesse, weil sie

1. das aquitane Alter der Nagelfluhen des Kronberg-Schuttfächers eindeutig beweisen, und
2. weil sie eine ziemlich genaue Abgrenzung des Aquitans gegen das Stampien gestatten. Die stampische Fundstelle Sollegg SW Appenzell (S. A. Blatt 224 Appenzell, vgl. Ludwig, Lit. 123, p. 140) mit den von Baumberger bestimmten Arten:

Triptychia (Clausilia) Escheri (Mayer)

Pomatias (Ericia) antiquum (Brgt.)

Parachloraea oxystoma (Thomae) und

Zonites (Aegopsis) subangulosus (Zieten)

liegt nämlich im obersten Teil der Wintersbergschichten und stratigraphisch nur ca. 150—200 m tiefer als die aquitane Fundstelle Lütisbach, und es ist wohl kein Zufall, dass mit dieser faunistischen Grenze auch ein deutlicher faziell-lithologischer Hiatus (starkes Hervortreten der Mergel, andersartige Nagelfluhen im untersten Aquitan, vgl. z. B. p. 39) offenbar recht genau zusammenfällt.

Durch die neuen Fossilfunde ist das Vorhandensein einer mächtigen aquitanen Serie in der Kronbergzone s. l. endgültig bewiesen. Das Aquitan beginnt sogar in einem ca. 400 m tieferen stratigraphischen Niveau, als dies Renz (Lit. 140, Übersichtskarte und Profile) angenommen hatte. Infolgedessen ist auch westlich der Thur, wie das bereits in der Detailbeschreibung näher ausgeführt wurde, noch ein schmaler Streifen von Aquitan erhalten; erst westlich des Wengibachtales verschwindet auch der letzte Rest von Aquitan.

Die in der Zone Kronberg-Süd gelegene, schon länger bekannte Säugetierfundstelle von Rufi bei Maseltrangen (vgl. H. G. Stehlin, Lit. 166) zeigt uns, dass jene Quetschzone schon in ihrem stratigraphisch hangenderen, nördlichen Teil (welchem die Fundstelle angehört) stampisches Alter besitzt. Neue Funde von dieser Stelle, die eine noch genauere Altersbeschreibung ermöglichen würden, konnten bis jetzt noch nicht gemacht werden.

4. Die stratigraphische Stellung der Kronbergzone s. l. im Vergleich mit benachbarten Gebieten der subalpinen Molasse

a) Historische Bemerkungen

F. J. Kaufmann (Lit. 89, p. 16) parallelisierte auf Grund kursorischer Begehungen die «bunten» Kronbergnagelfluhen mit der «bunten» Riginagelfluh; die Mergelsandsteinbasis (Zone III*a* auf Tafel I) bezeichnete er wenigstens teilweise als «Rote Molasse». Letztere wurde von ihm später (1886) dem oberen Oligocän zugewiesen. C. Mayer hatte schon 1871 (Lit. 127) die Speerzone — und damit auch die nach damaliger Auffassung als deren stratigraphische Basis betrachtete Kronbergzone — als «unteres Aquitanien» beschrieben. Dieser Begriff entspricht ungefähr unserem heutigen limnoterrestrischen Mittel- und Oberstampien (in der Molassestratigraphie gewöhnlich als «Chattien» bezeichnet).

Von A. Gutzwiller stammt der Gedanke, es sei der Ebnatersandstein stratigraphisch mit der Nagelfluh des Speers, der granitische Sandstein (nördlich der ostschweizerischen Antiklinale A_1) mit der bunten Nagelfluh des Gäbris und des Kronbergs zu parallelisieren. Der Ebnatersandstein gehört daher nach Gutzwiller ins «untere Aquitanien» Mayers, die bunte Kronbergnagelfluh in dessen «oberes Aquitanien». Nachdem später auf Grund anderer, offenbar unrichtiger Parallelisierungen für die Kronbergnagelfluhen eine Zeitlang miocänes Alter angenommen worden war, folgt dann 1925 (Lit. 6, p. 192) die Mitteilung Baumbergers, dass die aufgeschobene stampische Nagelfluh des Rigi sich bis in die Ostschweiz verfolgen lasse; Gäbris- und Kronberg seien die stratigraphischen Äquivalente des Rigi und seien damit ins Stampien zu stellen. Diese Ansicht wird auch 1930 (Lit. 10) von dem genannten Autor hinsichtlich der Kronbergzone s. l. aufrechterhalten; sie stützt sich auf spärliche Fossilfunde (Heliciden), die von Ludwig gemacht worden waren. Von dieser Auffassung eines gänzlich stampischen Alters der Kronbergzone weicht zuerst wieder Cadisch ab, indem nach diesem Autor (Lit. 40, p. 569) die «mehrfach verschuppte Kalknagelfluh zwischen Ricken und Speer» unterstampische bis aquitane Horizonte umfasse; sichere Beweise hiefür werden allerdings nicht gegeben. In Lit. 61, p. 34, tritt R. Staub für aquitanes Alter der «bunten» Kronbergnagelfluh ein, ebenso Ludwig (Lit. 59, p. 883) in den Profilen 3—6 des «Geolog. Führers der Schweiz» und Renz in Lit. 140, p. 137. Diese Ansicht liess sich jedoch bisher nicht durch Fossilfunde stützen; sie beruhte im Prinzip auf der stratigraphischen Parallelisation Gäbrisnagelfluh-Kronbergnagelfluh und auf der Tatsache, dass inzwischen (vgl. Baumberger, Lit. 10) in der Zone der südfallenden Gäbrisnagelfluh Funde von aquitanen Mollusken gemacht worden waren. 1940 sah sich Richter (Lit. 145) veranlasst, im Zusammenhang mit seiner Neugliederung der subalpinen Molasse des Allgäus auch für die ostschweizerische subalpine Molasse eine neue stratigraphische Einteilung zu postulieren; nach derselben sollen die obersten bunten Kronbergnagelfluhen, d. h. also etwa unsere Pfingstbodenschichten, burdigalen Alters sein. Es wird zu dieser Arbeit noch Stellung zu nehmen sein.

b) Stampien

Mit den oben (p. 54) erwähnten Fossilfunden ist es möglich geworden, die obere Grenze des Stampiens der Kronbergzone recht genau festzulegen (vgl. die diesbezüglichen Ausführungen im vorigen Kapitel).

Dagegen wurden bisher in den tieferen Schichten der Stampienserie (Zone III *a* auf Tafel I) keine Fossilfunde gemacht. Anhaltspunkte für die stratigraphische Einordnung dieser Schichten können jedoch aus dem Vergleich mit benachbarten Gebieten gewonnen werden.

Aus der Tabelle p. 26 geht hervor, dass die sichtbare Mächtigkeit der nördlichen Stampienserie (Zone III*a* auf Tafel I) recht beachtlich ist (2600—2750 m). Man könnte daher zunächst vermuten, dass das unterste, am Nordrand der Kronbergzone s. l. noch aufgeschlossene Stampien noch ins Niveau des Rupéliens (brackisch-marines Unterstampien) hinabreiche. Dies ist jedoch aus folgenden Gründen nicht anzunehmen:

a) Die Obergrenze des Rupéliens ist über weite Gebiete wohl definiert. Im zentralschweizerischen, ostschweizerischen und vorarlbergischen Gebiet, ebenso noch im Allgäu, liegen an der Obergrenze des brackisch-marinen Rupéliens Sandsteine vom Charakter der «Horwerplatten» (= Sandsteine der Eggschichten Arn. Heims, Lit. 83, und des unteren Teils der Bausandsteinzone Muheims, Lit. 33). Diese bilden, wie schon von verschiedenen Autoren, u. a. Richter (Lit. 142) und Arn. Heim (Lit. 83), erkannt worden ist, einen eigentlichen stratigraphischen Leithorizont. Innerhalb des genannten Gebietes liessen sich bis jetzt nirgends seitliche Verzahnungen von brackisch-marinem Unterstampien mit limnoterrestrischem Stampien feststellen.

Da nun am Nordrand der Kronbergzone s. l. brackisch-marines Rupélien vollständig fehlt, so ist es schon aus diesem Grunde so gut wie ausgeschlossen, dass das Kronberg-Stampien (Zone III *a* auf Tafel I) ins Niveau des Rupélien hinabreicht.

b) Vergleichen wir die aufgeschlossene Mächtigkeit der stampischen Serie III *a* der Kronbergzone s. l. mit der Gesamtmächtigkeit des limnoterrestrischen Stampiens, wie sie an einigen Stellen der subalpinen Molasse bereits bestimmt wurde, so gelangen wir ebenfalls zum Schluss, dass das tiefste Stampien am Nordrand der Kronbergzone s. l. mehrere 100 m über der Rupéliengrenze liegen dürfte. Es sei in diesem Zusammenhang z. B. auf die entsprechende Mächtigkeitsangabe von Haus (Lit. 73) verwiesen; dieser Autor bestimmte die Mächtigkeit des limnoterrestrischen Stampiens im Gebiet des oberen Emmentals zu 3100—3300 m.

c) Das Vorhandensein eines lediglich sehr schmalen Streifens Unterer Bunter Molasse (Molasse Rouge) am Nordrand der Kronbergzone s. l. weist ebenfalls daraufhin, dass die tiefsten hier erschlossenen stampischen Schichten mehrere 100 m über der Rupéliengrenze liegen.

Das unter *c)* Gesagte erhält insbesondere dadurch sein Gewicht, dass es möglich ist, die stampische Serie III *a* der Kronbergzone s. l. (vgl. Tafel I) auf der Westseite der Linthebene wieder zu erkennen

und im Streichen nach WSW weiterzuverfolgen. Es handelt sich bei dieser letzteren Serie um diejenige der Pfiffeggschuppe (Ochsner, Lit. 137), welche sich nach WSW zu in die Rigiserie fortsetzt.

Zur näheren Erläuterung dieses Zusammenhanges betrachten wir in aller Kürze dieses Profil der Pfiffeggschuppe; wir gehen dabei aus vom Querprofil Stöcklikreuz (S. A.-Blatt 243 Lachen)–Rinderweidhorn (S. A.-Blatt 245 Einsiedeln). Auch hier beginnt die Schichtfolge mit Unterer Bunter Molasse (südliche Zone der Roten Molasse F. J. Kaufmanns). Diese aus häufig rötlichen Mergeln bestehende Zone ist gegen 300 m mächtig. Wichtig ist nun die Feststellung, dass die Obergrenze dieser Serie häufig rotgefärbter Mergel im ganzen Gebiet zwischen Stöcklikreuz (S. A.-Blatt 243 Lachen) und Hürital (S. A.-Blatt 207 Arth) etwa im selben stratigraphischen Niveau liegt. Innerhalb dieses Gebietes ist die Untere Bunte Molasse also eine stratigraphisch recht wohl definierte Zone. Dies gilt auch für mein Untersuchungsgebiet (vgl. die Ausführungen p. 27 und p. 33); es dürfte also die Obergrenze der Unteren Bunten Molasse der Pfiffeggserie ungefähr dasselbe Niveau einnehmen wie in ihrer östlichen Fortsetzung, d. h. in der Kronbergserie selbst.

Im Profil des Stöcklikreuzes folgt zunächst über der Unteren Bunten Molasse eine ca. 800 m mächtige zweite Serie von graugrünlichen und gelbbräunlichen Mergeln mit nach oben zunehmender Einlagerung von Kalksandsteinbänken; darüber eine wieder ca. 800 m mächtige dritte Serie, in welcher auch granitische Sandsteine und kleingeröllige «bunte» Nagelfluh (Ausläufer der «bunten» Riginagelfluh) auftreten; zuoberst liegt eine ca. 500—600 m mächtige vierte Serie, in welcher zu den Gesteinen der dritten Serie noch kristallingeröllfreie Kalknagelfluhen hinzutreten. Die Serien 2 und 3 entsprechen also sowohl in bezug auf Mächtigkeit als Gesteinsinhalt recht weitgehend den Ebnaterschichten östlich der Thur, während die Serie 4 die Fortsetzung der Wintersbergschichten darstellt.

Für die approximative Bestimmung der Gesamtmächtigkeit des limnoterrestrischen Stampiens (= «Chattien») der Kronbergzone E der Thur ist es nach dem oben Gesagten nur noch nötig, die vollständige Mächtigkeit der Unteren Bunten Molasse (= südliche Zone der Roten Molasse F. J. Kaufmanns 1872) zu kennen. Im Profil des Stöcklikreuzes (S. A.-Blatt 243 Lachen) sind hart südlich der Hauptaufschiebung (= Spreitenbachaufschiebung Ochsners Lit. 137, = Fortsetzung der Rigiaufschiebung) unweit NW des Gipfels (P. 1250,7) nur noch die obersten ca. 250—300 m dieser Zone vorhanden; die basalen Niveaus der Zone erscheinen erst N des Rossbergs und am E-Hang des Zugersees (S. A.-Blatt 207 Arth). Die Gesamtmächtigkeit der Unteren Bunten Molasse (südliche Zone der Roten Molasse) kann dort auf ca. 1000 m geschätzt werden. Wir erhalten damit als Gesamtmächtigkeit des limnoterrestrischen Stampiens (= Chattien) der Kronbergbasis (Zone III *a* auf Tafel I) eine solche von 3200 bis 3350 m. Diese Angabe steht in guter Übereinstimmung mit den bereits aus anderen Gebieten der schweizerischen subalpinen Molasse publizierten Gesamtmächtigkeiten dieser Schichtfolge.

Vor einiger Zeit hat Ochsner (Lit. 137) für das limnoterrestrische Stampien (= «Chattien») der Speerzone eine wesentlich geringere Mächtigkeit angegeben, nämlich 2450 m. Dieser Widerspruch ist jedoch nur ein scheinbarer; denn in der Speerschuppe ist zwar die Untergrenze des Chattiens sichtbar (vgl. Kapitel Speerzone s. l., sowie Tafeln II und IV), nicht aber die Obergrenze. Wie später noch auszuführen sein wird, dürfte ein beträchtlicher Teil des Stampiens in der Speerschuppe überhaupt nicht mehr abgelagert worden sein (vgl. auch Tafel II).

Auch östlich vom Untersuchungsgebiet, im östlichen Vorarlberg, besitzt schon die zweitnördlichste, dort durchstreichende Chattienzone, diejenige der Riefensbergerschuppe, eine Gesamtmächtigkeit von mindestens 3100 m (entnommen aus Karte 1 : 25 000 und Profilen 1 : 25 000 in Muheim, Lit. 133). Es sei hier beigefügt, dass in einer neuen Publikation (Lit. 145) Richter die «Steigbachschichten» dieser Riefensbergerschuppe, d. h. etwas mehr als die obere Hälfte der ganzen Schichtserie, als Aquitan betrachtet. Die bisher in dieser Schichtfolge gemachten Fossilfunde (vgl. Lit. 133, p. 248) widersprechen jedoch dieser Ansicht; sie wurden von Baumberger dem Chattien zugewiesen.

Nach der eben genannten Publikation von Richter würde das gesamte limnoterrestrische Stampien der Kronbergzone, einschliesslich der aquitanen Krummenauerschichten, die Fortsetzung der Weissachschichten (d. h. des unteren Teils der oben genannten mindestens 3100 m mächtigen Serie der Riefensbergerschuppe) darstellen. Aus dem bisher Gesagten lässt sich aber entnehmen, dass sowohl die Mächtigkeitsverhältnisse als auch die Fossilfunde diese Ansicht nicht stützen; als stratigraphisches Äquivalent der Weissachschichten des Vorarlbergs kann daher in meinem Untersuchungsgebiet nur die Untere Bunte Molasse sowie ein unterer Teil der Ebnaterschichten in Frage kommen.

Es ist noch die Frage zu beantworten, ob innerhalb meines Untersuchungsgebietes im limnoterrestrischen Stampien der Kronbergzone Mächtigkeitsschwankungen festzustellen sind.

Wie aus Tafel II und aus der Detailbeschreibung zu entnehmen ist, sind wesentliche Mächtigkeitsschwankungen in den Ebnaterschichten und in den Wintersbergschichten in der Längsprofilrichtung nicht vorhanden. Diese Tatsache ist auch für andere Teile der subalpinen Molasse charakteristisch, wie später noch hervorzuheben sein wird; sie zeigt, dass dieGesamtmächtigkeit der Ablagerungen nicht eine Funktion der Teilmächtigkeit der Nagelfluh ist, sondern nur durch tektonische Vorgänge (Trogbildung) bestimmt wurde. In der Querprofilrichtung darf wohl eine allmähliche Abnahme der Mächtigkeit (gegen NNW hin) als wahrscheinlich angenommen werden; sie ist jedoch infolge der steilen Einfallswinkel der Schichten und der sekundären tektonischen Störungen nicht zuverlässig festzustellen.

Was die Herkunft des Sedimentmaterials des Kronbergstampiens betrifft, so haben meine Untersuchungen zu folgendem Ergebnis geführt:

Die Untere Bunte Molasse (Molasse Rouge de Vevey; Vaulruzschichten in Lit. 73) bildet eine Fazies, die in grossen Teilen der schweizerischen subalpinen Molasse auftritt; sie scheint hier in ihrer typischen Ausbildung überall auf den unteren Teil des limnoterrestrischen Stampiens (= Chattien) beschränkt zu sein. Nach der Ansicht von Richter (Lit. 145) umfasst sie in Vorarlberg und Bayern auch noch den oberen Teil des Chattiens. Trotzdem diese typische Rotmergelfazies gerade im zentralen Speerfächer (vgl. Kapitel Speerzone s. l.) von Anfang an verdrängt wird, kann doch kein Zweifel daran bestehen, dass die äusserst feinkörnigen Rotmergel der Kronbergzone s. l. letzten Endes ein Ablagerungsprodukt der Speerschüttung darstellen. Über ihre vermutlichen Ablagerungsbedingungen vergleiche das Kapitel «Fazies und Paläogeographie» am Schlusse der Arbeit.

Die Ebnaterschichten müssen wir grösstenteils aus der Speerschüttung ableiten, wie dies schon Gutzwiller (Lit. 62) postuliert hat. Dies gilt mit Sicherheit insbesondere für die Kalksandsteine (Ebnatersandsteine) und Mergel. Ein Problem für sich bilden die nicht seltenen granitischen Sandsteinbänke, die den häufigeren Kalksandsteinen zwischengelagert sind und mit ihnen durch Übergänge verbunden sind. Wie später (p. 73) noch auszuführen sein wird, ist für dieselben in meinem Untersuchungsgebiet eine Ableitung von der Riginagelfluh nicht ausser acht zu lassen.

Sehr deutlich ist die Zugehörigkeit zum Speerschuttfächer für die Wintersbergschichten (vgl. Detailbeschreibung p. 29 und 36). Die stärkste Kalknagelfluhanhäufung der Wintersbergschichten liegt nämlich ungefähr im Querprofil Speer–Regelstein. Sowohl gegen E als auch gegen W hin (dort vor allem im Gebiet westlich des Wäggitals) ist eine allmähliche Abnahme derselben festzustellen. Wie weiter unten (Kapitel Speerzone s. l.) noch gezeigt wird, dürften die Wintersbergschichten in der Speerschuppe selbst nicht mehr abgelagert worden sein; jene Serie schliesst schon mit den Ebnaterschichten ab (vgl. auch Tafel II).

c) Aquitan

Das Kronbergaquitan besitzt keine Fortsetzung westlich der Linthebene, wie dies beim Stampien der Fall ist. Es ist völlig isoliert. Da es jedoch eine mächtige, gut aufgeschlossene und immerhin räumlich recht ausgedehnte Schichtfolge darstellt, war es gegeben, auch hier eine stratigraphische Untergliederung durchzuführen. Die in der Detailbeschreibung verwendete Gliederung in Krummenauerschichten, Hochalpschichten usw. stützt sich nicht auf scharfe lithologische Grenzen — wie aus der Detailbeschreibung zu entnehmen ist, sind die Übergänge fliessend —, sondern einzig auf die Möglichkeit genauer Horizontierung über grössere Strecken.

Wie schon in der Detailbeschreibung gezeigt wurde, ist die Gesamtmächtigkeit in der Längsprofilrichtung sehr konstant. Ins Gewicht fallende Schwankungen sind nirgends festzustellen.

Auf Tabelle p. 25 wurde als Gesamtmächtigkeit des Aquitans 2000 bis über 2500 m genannt. Die Differenz zwischen diesen beiden Zahlen erklärt sich dadurch, dass die Mächtigkeit in der Querprofilrichtung, nach NNW zu, ziemlich rasch abnimmt. Dies kommt auf den Profilen 10—12 (Tafel IV) am besten zum Ausdruck; die beiden Mächtigkeitsangaben, die natürlich nicht absoluten Genauigkeitswert besitzen, sind denn auch auf Grund dieser Profile erhalten worden. Die Mächtigkeitsabnahme gegen NNW hin ist am stärksten in den Ennetbühler- und den Hochfläschlischichten; in den Krummenauer- und den Hochalpschichten ist sie dagegen, soweit die Aufschlüsse dies zu beurteilen gestatten, nicht bedeutend.

Dass die genannte Mächtigkeitsreduktion, wenn auch in verlangsamtem Masse, weiter nach NNW zu anhält, dafür spricht einmal die geringere Maximalmächtigkeit des Aquitans der zentralen Gäbriszone s. str. (Zone II *c* auf Tafel I) von nur ca. 1,8 km. In der Zone des granitischen Sandsteins schliesslich dürfte das stratigraphische Äquivalent des Kronberg-Gäbris-Aquitans nur noch zwischen 1400 und 1600 m mächtig sein; die höchsten Schichten der NNW-fallenden Zone des granitischen Sandsteins, die jedenfalls zum grösseren Teil schon ins Burdigalien gehören (vgl. z. B. Renz, Lit. 139, p. 27) entsprechen mit ihren etwas andersartigen Nagelfluhen einem klaren neuen Schüttungsvorstoss. Dass diese letzteren Nagelfluhen mit den obersten Nagelfluhen der Kronberg- und Gäbriszone stratigraphisch nicht gleichgesetzt werden können, sondern in ein jüngeres Niveau gehören, wird ausser durch ihre andere Geröllzusammensetzung auch dadurch sehr wahrscheinlich gemacht, dass ihre Hauptentwicklung im Sektor Thurtal–Ricken liegt, d. h. im gleichen Gebiet, in welchem auch die hangenden Nagelfluhen des Hörnlifächers ihre maximale Entwicklung erreichen. Dagegen liegt die zentrale Schüttungsachse der Kronberg-Gäbris-Nagelfluhen etwa auf der Linie Pfingstboden–Hundwilerhöhe. Aus den eben beschriebenen Gründen halte ich die kürzlich von Richter (Lit. 145) geäusserte Ansicht, der obere Teil der Kronbergnagelfluhen sei ins Burdigalien zu stellen, für unrichtig.

Dank der im allgemeinen sehr guten Aufschlüsse konnten zahlreiche Beobachtungen über den Bau des Kronberg-Gäbris-Schuttfächers gemacht werden.

Die Kronberg-Gäbris-Schüttung ist, wie dies schon früher mehrfach vermutet wurde, jünger als die Speerschüttung und ging von einem weiter östlich gelegenen Schüttungszentrum aus. Schon von Anfang an, d. h. schon z. Zt. der Krummenauerschichten, dürfte die Wurzel des Schuttfächers auf einer etwas östlich des Stockbergs verlaufenden Linie (bezogen auf die heutige Topographie!) gelegen haben. Im Verlaufe der Aquitanzeit hat sich dann die Schüttung immer weiter nach N vorverlagert: Während die untersten Schichten, die Krummenauerschichten, eine noch relativ periphere Bildung darstellen, befinden sich die gewaltigen Nagelfluhmassen der Pfingstbodenschichten mit ihren besonders grossen Einzelgeröllen in der Position der Schuttfächerwurzel und besitzen demgemäss im Streichen nur eine sehr geringe Ausdehnung [1]).

Von grossem Interesse ist das Auftreten einer Mergelfazies mit kristallingeröllfreien Kalknagelfluhen von Lokalcharakter am Südrand des Schuttfächers (sog. südliche Randfazies, vgl. p. 137) beidseits des engeren Nagelfluhzentrums. Fig. 30, p. 138, zeigt die auf Grund meiner Beobachtungen wahrscheinliche Position dieser Fazies in dem noch nicht dislozierten Schuttfächer am Ende der Aquitanzeit. Die genannte Fazies bildete sich danach, wie dies schon 1937 (Lit. 64) beschrieben wurde, im alpenwärtigen Teil der Seitenränder des Schuttfächers. Der Übergang von der «normalen» Fazies mit Kristallingerölle führenden Nagelfluhen in die Mergelfazies des Südrandes erfolgt in der Weise, dass sich die Kristallingerölle führenden Nagelfluhen gegen den alpenwärtigen Rand des Schuttfächers hin mit den Mergeln der Randfazies verzahnen und in denselben schliesslich ganz auskeilen. Je weiter wir uns vom Pfingstbodengebiet dem Südrand des Schuttfächers entlang nach WSW und nach ENE entfernen, um so tiefere Bänke sehen wir auf diese Art sich mit den Mergeln der Randfazies verzahnen. Dabei ist wesentlich, festzustellen (vgl. die diesbezüglichen Ausführungen in der vorangegangenen Detailbeschreibung), dass die «Richtung schnellster Auskeilung» dieser Bänke nicht als Richtung der nagelfluhbringenden Strömung aufzufassen ist, sondern quer zu jener liegt; mit andern Worten, es handelt sich dabei um Auskeilungen gegen das seitliche, alpenwärtige Ufer der jeweiligen Nagelfluhstromrinnen.

Charakteristisch für die südliche Randfazies ist das Auftreten von kristallingeröllfreien, schmale, ca. SSE-NNW-verlaufende Erosionsrinnen ausfüllender Lokalnagelfluhen, von denen viele der Grösse der Gerölle wegen als Riesenkonglomerate bezeichnet werden können. Ihre vertikale Verbreitung erstreckt sich von den Krummenauerschichten bis hinauf in die Pfingstbodenschichten. Die fazielle und paläogeographische Stellung der Mergelfazies mit Lokalnagelfluhen wird im Kapitel «Fazies und Paläogeographie» noch weiter diskutiert werden, und dabei wird auch auf ähnliche Bildungen in andern Schuttfächern der subalpinen Molasse hingewiesen werden.

---

[1]) Schon R. Staub (Lit. 163, Tafel VIII) vermutete im Pfingstbodengebiet die zentrale Stromrinne eines aquitanen «Rheins». Nach dieser Darstellung würde die eigentliche Schuttfächerwurzel noch etwas südlicher gelegen haben.

B. Gesteinsbeschreibung

1. Nagelfluhtypen

In der Kronbergzone s. l. lassen sich, wie grösstenteils schon aus der vorangegangenen stratigraphischen Detailbeschreibung hervorgeht, folgende Nagelfluhtypen unterscheiden:

a) Praktisch kristallingeröllfreie Kalknagelfluhen.

b) Metamorphe Kristallingerölle führende Kalknagelfluhen.

c) Metamorphe und nichtmetamorphe (eruptive) Kristallingerölle führende Kalknagelfluhen.

d) An Sedimentgeröllen reiche bunte Nagelfluh mit metamorphen und nichtmetamorphen Kristallingeröllen.

e) Kristallingeröllfreie Sandstein-Kalknagelfluhen (Riesenkonglomerate) und übrige kristallingeröllfreie Kalknagelfluhen von Lokalcharakter in der südlichen Randfazies.

f) Wie *e)*, jedoch mit wenig kristallinen Geröllen.

g) Dolomitnagelfluhen.

Die Typen *a)* bis *f)* sind für bestimmte Zonen und Gebiete innerhalb der Kronbergzone s. l. charakteristisch; Typ *g)* wurde bisher nur an einer Stelle innerhalb der Ennetbühlerschichten aufgefunden, dürfte jedoch wahrscheinlich vereinzelt auch an anderen Orten anzutreffen sein.

Es ist schon hier zu betonen, dass die Geröllzusammensetzung der einzelnen Nagelfluhtypen meist schon innerhalb einer Bank kleineren und grösseren Schwankungen unterworfen ist; im übrigen sind die charakteristischen Geröllkombinationen zu einem grossen Teil aus den beigefügten Nagelfluhzählunnge (Tabelle 1 am Schluss der Arbeit) ersichtlich.

a) Praktisch kristallingeröllfreie Kalknagelfluhen

(Vgl. Zählungen 1 und 2, Tabelle 1, p. 154)

Hauptvorkommen: Wintersbergschichten; Zone Kronberg-Süd.

Habitus: Die Bänke sind meist 2—12 m, maximal über 15 m mächtig, klein- bis mittelgeröllig (maximale Geröllgrösse 15—20 cm). Das Bindemittel ist vorwiegend graublau, bräunlich verwitternd, sandig-kalkig und meist so fest, dass sich die einzelnen Gerölle nicht oder nur schwer herauslösen lassen und nicht stark herauswittern. Kleingeröllige Zwischenlagerungen sind oft mit Kalksandstein verzahnt.

Stärkere Rotfärbung des Bindemittels ist in den Wintersbergschichten auf das westlichste Gebiet (obere Bänke des Benkener Büchels, Profil 28) beschränkt. Schon auf der Westseite des Wengibachtales (Profil 25) ist in den gleichen Niveaus der Wintersbergschichten Rotfärbung nur noch fleckenweise vorhanden. Weiter östlich verschwindet sie ganz. In der Zone Kronberg-Süd begegnet uns rotes Bindemittel im Wengibachtal- und Steintalgebiet neben grauem.

Geröllbestand: Kristalline Gerölle wurden nur an wenigen Stellen und ganz vereinzelt gefunden (Benkener Büchel: Gneise; N Maseltrangen: Granite, Gneise; Thurgebiet: Gneise, Quarzporphyre). Die Nagelfluh ist als praktisch kristallingeröllfrei zu bezeichnen.

Der Gehalt an sedimentären Geröllen ist gewissen lokalen Schwankungen unterworfen.

So sind z. B. die «Klippentithonkalke» meist in erheblicher Anzahl vorhanden; lokal können sie jedoch selten sein. Ein zutreffendes Bild der mittleren Geröllzusammensetzung würde eine sehr grosse Anzahl von Geröllzählungen erfordern, ohne dass damit wesentlich Neues zum Vorschein käme.

Auf Grund der Zählungen 1 und 2 und weiterer Beobachtungen ergibt sich folgendes Bild über den Bestand an sedimentären Geröllen:

Flyschsand- und -Hornsteinkalke (letztere z. T. älter) $>>$ Triasdolomit $>$ Fleckenmergelkalk $>$ dunkler Kieselkalk $\sim$ graue, feinkörnige Kalke $>$ dunkle, feinkörnige Kalke.

Bei den grossen Geröllen überwiegen bei weitem die Sand- und Hornsteinkalke. Eigentliche Leitgerölle im engeren Sinn wurden nicht gefunden. Auffallend gegenüber den Nagelfluhen der Kronbergzone s. str. ist u. a. das starke Zurücktreten oder Fehlen sicherer Triaskalke und die weniger grosse Häufigkeit der Triasdolomite.

b) Metamorphe Kristallingerölle führende Kalknagelfluhen

(Vgl. Zählung 5, Tabelle 1, p. 154)

Hauptvorkommen: Krummenauerschichten.

Habitus: Die klein- bis mittelgeröllige Nagelfluh (maximale Geröllgrösse um 20 cm) bildet bis ca. 20 m mächtige Bänke; die mächtigeren Bänke sind oft feingerölliger als die gleich mächtigen des Nagelfluhtyps *a*. Das durchwegs graue bis graublaue Bindemittel ist sändig-mergelig, mit wechselndem Kalkgehalt und meist weniger fest als beim Nagelfluhtyp *a*; die Nagelfluh gleicht in dieser Hinsicht schon eher der Nagelfluh der Gäbriszone s. str. und den Nagelfluhtypen *c* und *d* der Kronbergzone s. str. Die Festigkeit dieser Nagelfluh ist immerhin beträchtlich höher als diejenige der mittelländischen Tertiärnagelfluhen.

Geröllbestand: Als wesentlich neue Bestandteile treten in diesen Nagelfluhen zum erstenmal in deutlichen Mengen auf: helle Gneise, Verrucano-Buntsandstein (beide zusammen oft über 5 % des Gesamtgeröllbestandes), dunkle, feinkörnige Kalke, Radiolarite. Abgesehen hiervon gilt das für den Nagelfluhtyp *a* aufgestellte Schema der Geröllzusammensetzung.

Im allgemeinen treten die hellen, quarzreichen Gneise schon von Anfang an (d. h. in den untersten Niveaus, in denen diese Nagelfluhen erscheinen) in deutlicher Menge auf; eine merkliche Zunahme gegen das Hangende zu ist nicht zu beobachten.

c) Metamorphe und nichtmetamorphe Kristallingerölle führende Kalknagelfluhen

(Vgl. Zählungen 4, 8 und 9, Tabelle 1, p. 154)

Hauptvorkommen: Hochalp- und Ennetbühlerschichten; Hochfläschlischichten z. T.

Habitus: Diese Nagelfluhen treten in oft 5—15 m, maximal über 25 m mächtigen Bänken auf. Die maximalen Geröllgrössen liegen meist zwischen 30 und 40 cm. Das Bindemittel ist ähnlich beschaffen wie bei Nagelfluhtyp *b*; von den obersten Hochalpschichten, spätestens von den unteren Ennetbühlerschichten an ist es jedoch überwiegend rot gefärbt.

Geröllbestand: Vom Nagelfluhtyp *b* unterscheiden sich diese Nagelfluhen (vgl. Nagelfluhzählungen 4, 8 und 9, Tab. 1) durch gut sichtbares Auftreten vorwiegend roter Granite in teilweise bereits grossen Geröllen; in den höheren Niveaus erscheinen dazu Diorite, Diorit-Porphyrite (nicht unbedingt penninischer Herkunft!) und Spilite in beträchtlicher Anzahl, ferner durch Verwitterung des Biotites rötlich gefärbte Zweiglimmergneise in z. T. auffällig grossen Geröllen. Ganz identische Zweiglimmergneise finden sich übrigens auch in den höheren Schichten der Gäbrisnagelfluhzone (inkl. Sommersbergzone).

Bei den sedimentären Geröllen überraschen die häufigen graubraunen, mehr oder weniger feinkristallinen und die etwas weniger häufigen gelbbraunen, mehr oder weniger dichten Flyschkalke durch ihre oft auffallende Grösse (bis 40 cm). Auch Radiolarite und Tithonkalke erreichen oft auffallend grosse Dimensionen. Triasdolomite und dunkle, feinkörnige Kalke nehmen besonders in den kleinen Dimensionen weiter zu. Einen auffälligen, wenn auch zahlenmässig nicht wichtigen Bestandteil bilden die konglomeratischen Flyschbreccien und Flyschkonglomerate vom Typus «Mocausa» oder «Saluver» sowie die prachtvollen tristelbreccienartigen Gerölle.

Für die grossen Gerölle gilt ungefähr folgendes Häufigkeitsschema: Flyschsandkalk > graugrünlich-graubräunliche, dichte Flyschkalke, z. T. mit Fucoiden und Flecken ∼ dunkle Kieselkalke (grösstenteils Flysch) >> Verrucano ∼ Radiolarit ∼ Flyschsandstein ∼ dunkle, feinkörnige Kalke (z. T. Trias) > rote Granite ∼ Gneise ∼ Ophiolithe.

Für den Gesamtgeröllbestand ergibt sich in gleicher Weise folgendes Schema: Flyschsandkalke, dunkle Kieselkalke > graue, feinkörnige Kalke ∼ Dolomite > dunkle, feinkörnige Kalke (z. T. Trias) > Fleckenmergelkalke ∼ graue und gelbe, dichte Kalke ∼ Flyschsandstein > Granite ∼ Gneise.

Einzelne Schwankungen können dieses Bild etwas modifizieren.

d) An Sedimentgeröllen reiche bunte Nagelfluh mit metamorphen und nichtmetamorphen Kristallingeröllen

(Vgl. Zählung 10, Tabelle 1, p. 154)

Hauptvorkommen: Pfingstbodenschichten; Hochfläschlischichten z. T.

Habitus: Mittel- bis grobgeröllig, mit einzelnen extrem grossen Geröllen. Die einzelnen Bänke sind meistens zu kompakten Nagelfluhmassen von grosser Mächtigkeit (bis über 100 m: Pfingstbodengebiet) vereinigt. Die maximalen Längendimensionen der Gerölle betragen häufig über 40 cm.

Ein besonders auffälliges Merkmal dieser grobgerölligen Nagelfluhen — wie übrigens auch der grobgerölligeren Bänke vom Typus *c* — ist ihre bessere Sortierung.

Die gröbsten Gerölle, darunter auffallend viel flache (vgl. auch Zingg, Lit. 183, p. 82, und Mitt. Nr. 33 des Amtes für Wasserwirtschaft, Lit. 129, p. 87) sind in einzelnen Horizonten stark angereichert. Diese Horizonte liegen entweder an der Basis einer Nagelfluhbank oder auch in gewissen Abständen in ihrem Inneren. An der Südwestwand des Pfingstbodens z. B. folgen sie sich innerhalb der dortigen kompakten Nagelfluhmasse alle 3—5 m. Einzelne von ihnen sind von besonders deutlichen Schichtfugen begleitet. Bei vielen dieser Grobgeröllagen ist das Kleingeröll und das sandige Bindemittel zum grössten Teil ausgewaschen; dieses Entmischungsphänomen ist offenbar als sog. Deckschichtbildung (vgl. auch Lit. 129, p. 87) zu deuten. Das ausgewaschene Kleingeröll wurde erst weiter stromabwärts wieder sedimentiert. In den Deckschichten ist die dachziegelige Lagerung entsprechend der geringen Beteiligung kleiner Geröllfraktionen und der Häufigkeit flacher Grossgerölle weitaus am besten entwickelt.

Die erwähnten grösseren Schichtfugen (vgl. auch p. 51) entsprechen dagegen eigentlichen internen Erosionsflächen, an deren Stelle sich weiter schuttfächerauswärts Mergelschichten einstellen und die auf umfangreichere synsedimentäre Umlagerungen schliessen lassen.

Geröllbestand: Die kristallinen Gerölle (Länge bis ca. 60 cm) treten deutlich hervor, ohne jedoch zahlenmässig 15 % wesentlich zu überschreiten. Bei den grossen Kristallingeröllen überwiegen die roten Granite vom «Berninatypus» über die Ophiolithe; letztere wiederum übertreffen häufig, aber nicht immer, die Gneise an Häufigkeit. Unter den Gneisen fallen neben «banalen», an Silvrettagneise gemahnenden Typen wiederum grosse Gerölle muskowitreicher Zweiglimmergneise (durch Verwitterung des Biotites rötlich gefärbt) und biotitreiche Flatschengneise auf. Beide Typen sind auch für die oberen Bänke der Gäbrisnagelfluh, vor allem für die Sommersbergnagelfluh, charakteristisch.

Der Bestand an sedimentären Geröllen ist annähernd derselbe wie bei Nagelfluhtyp *c*. Einen relativ seltenen, aber konstanten Bestand bilden (wie übrigens schon bei Nagelfluhtyp *c*) Nummulitenkalke vom Einsiedlertyp (meist am ähnlichsten Typ Nr. 3 der Sommersbergnummulitenkalke, vgl. Früh, Lit. 56), die mitunter beträchtliche Dimensionen erreichen (bis über 30 cm). Dagegen scheinen die Sandsteingerölle vom Typ «Riesenkonglomeratkomponenten» (vgl. unten) mit ihren z. T. extrem grossen Dimensionen im wesentlichen auf die alpenwärtigeren Teile der Pfingstbodenschichten beschränkt zu sein; im Gebiet der Spicher-Nordostwand treten sie bereits stark zurück.

e) Kristallingeröllfreie Sandstein-Kalknagelfluhen (Riesenkonglomerate) und übrige kristallingeröllfreie Kalknagelfluhen von Lokalcharakter in der südlichen Randfazies

(Vgl. Zählungen 3 und 6, Tabelle 1, p. 154)

Vorkommen: Die Riesenkonglomerate und die übrigen Kalknagelfluhen von Lokalcharakter sind charakteristisch für die südliche Randfazies der Kronbergzone s. str. Dementsprechend finden wir sie im Thurtal in den Hochalpschichten, im Lutherntobelgebiet in den Hochalp- und Ennetbühlerschichten, im Pfingstbodengebiet in den Pfingstbodenschichten, im Seckbachgebiet in den Hochfläschli- und im unteren Weissbachtal wieder in den Ennetbühlerschichten (vgl. im einzelnen die stratigraphische Detailbeschreibung).

Habitus: Es handelt sich um Nagelfluhen, welche, wie in der stratigraphischen Detailbeschreibung bereits beschrieben, als sog. Nester auftreten, d. h. als Ausfüllung von meist SSE-NNW-verlaufenden, oft nur wenige Meter breiten, in Mergel eingefressenen Erosionsrinnen (vgl. Fig. 7, p. 50). Das nähere Studium dieser Rinnenfüllungen zeigt, dass ein Teil von ihnen nicht «aus einem Guss» enstanden ist, sondern dass besonders die grössten unter ihnen in mehreren Auffüllungs- und Wiedererosionsphasen gebildet wurden. Erosionsphase und nachfolgende Auffüllungsphase dürften praktisch fast gleichzeitig gewesen sein und recht ungestümen Charakter besessen haben.

Die Nagelfluhen sind teilweise solche von ausschliesslich normaler Geröllgrösse, teils solche mit einzelnen besonders grossen Geröllen und schliesslich eigentliche, ganz vorwiegend aus abnorm grossen (meist 40—60 cm, maximal über 90 cm), öfters nur kantengerundeten, manchmal auch stärker abgerollten Geröllen bestehende Riesenkonglomerate. Im Weissbach-, Urnäsch-, Luthern- und Thurgebiet kommen alle drei Ausbildungen miteinander und nebeneinander, oft innerhalb eines Nestes, vor. Dabei sind nicht selten auch unregelmässige Kalksandsteinschmitzen zwischengeschaltet. Westlich des untersten Ïenbaches sind die Riesenkonglomerate verschwunden; die normalgerölligen Lokalnagelfluhen sind gegen W zu noch bis ins Steintalgebiet hinein typisch entwickelt. Öfters erscheinen in den Mergeln schwache Geröllschnüre als Vorläufer stärkerer Nagelfluhrinnenschüttungen und diese wieder als Vorläufer von Riesenkonglomeraten.

Im Gegensatz zu den Nagelfluhtypen *a*—*d* und z. T. auch den normalgerölligen Lokalnagelfluhen zeigen die Riesenkonglomerate der sanktgallisch-appenzellischen subalpinen Molasse die auch für Riesenkonglomerate anderer Gebiete typische torrentielle Lagerung.

Sie besteht darin, dass die grossen Gerölle ohne deutlich erkennbare Regelung der Richtungen ihrer Längsachsen, d. h. «wild» durcheinanderliegen. Sehr oft berühren sich die einzelnen «Riesengerölle»; in den Zwischenräumen liegt gelb verkittete normalgeröllige Kalknagelfluh oder gelbliches, mergelig-sandiges Bindemittel. Ähnliches ist auch festgestellt worden bei anderen Vorkommnissen von Lokalnagelfluhen, z. B. bei den Lokalitäten Schwand und Tagweid (Kt. Luzern, vgl. Mollet, Lit. 130, p. 49) und Kaltbach (oberes Emmental, vgl. Haus, Lit. 73, p. 13 ff.).

Geröllbestand: Die grossen Gerölle des Riesenkonglomerates bestehen in meinem Untersuchungsgebiet überall ausschliesslich aus meist mittel-grobkörnigen, mitunter Gerölle führenden gelbbräunlich verfärbten Kalksandsteinen und daneben aus feinkörnigeren, ebenfalls gelbbräunlich verfärbten quarzreicheren Sandsteinen (Näheres siehe p. 65).

Die erwähnte beigemischte normalgeröllige Nagelfluh und die übrigen normalgerölligen Lokalnagelfluhen der südlichen Randfazies unterscheiden sich im Geröllbestand dagegen nicht wesentlich von den Kalknagelfluhen der Wintersbergschichten; nur scheint der Gehalt an oft sehr feinkristallinen, gelbbräunlichen Flyschsandkalken und gelben, dichten, z. T. dunkelfleckigen Kalken im allgemeinen höher zu sein. Graue Kalke sind darin (entgegen Lit. 140, p. 145) durchaus nicht selten. Nummuliten-Lithothamnienkalke fanden sich nirgends, sandige Discocyclinen-Lithothamnienkalke nur ganz vereinzelt. Buntsandsteine und Verrucano sind in der normalgerölligen Nagelfluh mindestens so selten wie in der Nagelfluh der Wintersbergschichten, wogegen Triasdolomite oft über 10 % des gesamten Geröllbestandes ausmachen. Kristalline Gerölle scheinen völlig zu fehlen.

f) Sandstein-Kalknagelfluhen mit wenig kristallinen Geröllen

(Vgl. Zählung 11, Tabelle 1, p. 154)

Diese Nagelfluhen sind durch Mischung von Nagelfluhen des Typs *e* mit Nagelfluhen vom Typ *b*—*d* entstanden. Wir finden sie dementsprechend ausschliesslich im südlichen Randgebiet der Kronbergzone s. str. Sie erscheinen dort inmitten der «normalen» Nagelfluhen vom Typ *b*, *c* oder *d* als nesterartige Einlagerungen grösseren oder kleineren Umfangs, z. B. im Hochfläschli-, Spicher-, Hornalp- und Pfingstbodengebiet.

g) Dolomitnagelfluhen

Im Sattel von Oberkenner, ca. 550 m E des höchsten Hochalpgipfels (vgl. Tafel II und Profil 11), fand sich eine feingeröllige, nach Art des sog. Appenzellergranites (= Kalknagelfluh von Degersheim, Lit. 122, p. 3) sehr fest verkittete Nagelfluh von einigen Metern Mächtigkeit. Sie besteht fast ausschliesslich aus bis über haselnussgrossen grauen Hauptdolomitgeröllchen, die durch detritisches, kalkig-dolomitisches Zement verbunden sind. Kristalline Gerölle fehlen vollständig. Ähnliche feste Kleinkonglomerate scheinen in der Kronbergzone nicht ganz zu fehlen.

So wird z. B. eine offenbar wenigstens hinsichtlich Geröllgrösse und Verband verwandte Nagelfluh in Lit. 138, p. 261, vom Benkener Büchel erwähnt.

2. Gerölle

(Vgl. auch Tabellen 1, 3 und 4, p. 154 und 156)

Seit der grundlegenden Arbeit von Früh (Lit. 56) wurde die Kenntnis und Herkunftsbestimmung der Gerölle der ostschweizerischen Nagelfluhen von verschiedenen Forschern in entscheidenden Punkten weiter gefördert, so von Ludwig (Lit. 116, p. 154 ff.), Staub (Lit. 75 und 163), Cadisch (Lit. 37, p. 224/225; Lit. 38, p. 24; Lit. 39, p. 117, und Lit. 40, p. 568), ferner Escher-Hess (Lit. 46, p. 30), Arn. Heim (Lit. 79, p. 31, 33 und 35), Renz (Lit. 139) und neuerdings Leupold, Tanner und Speck (Lit. 113). Trotz zahlreicher Forschungen sind wir jedoch noch nicht so weit, dass wir in der Lage wären, einen vollständigen Geröllkataster aufstellen zu können, der über jedes Geröll erschöpfenden Aufschluss hinsichtlich Alter und Herkunft erteilen würde. Dies wird auch in vorliegender Arbeit nicht angestrebt, da hierzu weit ausgedehntere Studien unumgänglich notwendig wären; hier sollen nur einige interessante und z. T. in früheren Publikationen noch nicht oder nicht genügend beachtete Gerölltypen zur Besprechung gelangen. Bei deren Bestimmung wurde der Verfasser in zuvorkommender Weise von Kennern des alpinen Hinterlandes, vor allem W. Leupold und R. Staub, unterstützt.

Ein Kapitel für sich bilden die kristallinen Gerölle. Auch von ihnen werden in dieser Arbeit nur einige wenige, auffallende Typen herausgegriffen und kurz charakterisiert.

Hinweise bei einzelnen auffälligen Geröllarten zeigen, dass ähnliche oder auch ganz identische sedimentäre und kristalline Gerölle früher schon in der benachbarten Gäbris- und Sommersbergzone gefunden wurden.

Dies steht mit der auch aus anderen Gründen bereits mehrfach gemachten Annahme im Einklang, dass der Gäbrisnagelfluhzug im wesentlichen nur einen äusseren, randlicheren Bestandteil des Kronberg-Schuttfächers darstelle.

Unter anderen verdienen folgende Geröllarten besonderes Interesse:

1. Nummulitenkalk.

   a. Früh (Lit. 56, p. 58) fand am Fusse der Nordostwand des Spicher, also in den Hochfläschli- oder den untersten Pfingstbodenschichten, «Nummulitenkalke vom Typus der Lithothamnienkalke», die er mit seinem Nummulitenkalk Typ. Nr. 3 vom Sommersberg (p. 11) identifizierte. Es handelt sich um ein durch feinverteilten, zersetzten Pyrit, rostgelb gefärbtes, hartes, muschelig-splitterig bis unregelmässig splitterig brechendes, zähes Gestein. Meine Untersuchungen haben nun gezeigt, dass solche Gerölle in den oberen Teilen der Kronbergzone s. str., d. h. in den Ennetbühler-, den Hochfläschli- und den Pfingstbodenschichten nie ganz fehlen; dagegen konnte ich sie bisher in den tieferen Horizonten noch nicht auffinden. Sie sind oft auffallend gross (Längsachse bis über 30 cm). Nach Leupold (pers. Mitt.) handelt es sich um basales Lutétien, das den anstehenden Vorkommen von Alp Loch über Gams, im Südschenkel des Gulmengewölbes bei Wildhaus und zahlreichen Vorkommen im Inneren der Wildhausermulde sowie den obersten 4 m der Einsiedler Nummulitenkalkriffe entspricht. Dies steht im Einklang mit der Bemerkung Frühs, anstehende Gesteine vom Typ. Nr. 3 und Nr. 9 bis 11 (Sommersberggerölle, Lit. 56) seien am Käpfli bei Eichberg (Rheintal SSW Altstätten) und bei Wildhaus (Obertoggenburg) gefunden worden. Als ursprünglicher Herkunftsort (vor Abscherung der Flyschdecke, vgl. Leupold, Lit. 112) kommt nach Leupold (pers. Mitt.) der südliche Churfirstenrücken in Frage. Das Gestein ist sehr fossilreich; es fanden sich: *Nummulites distans* auctorum = *Nummulites pseudodistans* Leupold und *Assilina spira;* ferner *Nummulites obesus* und *Seeigelfragmente.*

   b) In den Pfingstbodenschichten des hintersten Neckertobels fand sich folgendes Geröll: Ein ebenfalls tiefgelb gefärbter, zäher, muschelig-splitterig brechender, etwas glaukonitischer Kalk. Nach Leupold (pers. Mitt.) handelt es sich um unteres Yprésien (unterer Teil eines Einsiedler Nummulitenkalkriffes), mit *Terebratula sp., Nummulites varnensis* Gočev, *Num. murchisoni, Serpularinen, Discocyclinen* und *Operculinen.* Bisher als Gerölle nicht bekannt.

2. Discocyclinen-Lithothamnien-Echinodermenkalk.

   Fundort: Lutherntobel NW Strick, wahrscheinlich Ennetbühlerschichten. Es ist ein gelblicher, wenig sandiger, uneben brechender Kalk. Nach Leupold (pers. Mitt.) sicheres Tertiär, verwandt mit den Geröllen von Gemeinenwesen (vgl. Kapitel Speerzone s. l.), aber weniger klastisch. Identische Gerölle wurden an verschiedenen Stellen der Schorhüttenberg- und der Speerschuppe gefunden (vgl. auch p. 130).

3. Sandkalk.

   Fundort: Steintal, Zone Kronberg-Süd, limnoterrestr. Stampien (Chattien).

   Graubrauner Kalk mit unebenem Bruch und Pigmentanhäufungen auf Schichtflächen («Jahresschichtung») in 6—8 mm Abstand. Enthält *Cristellaria sp., Truncatulina sp.* und *Bryozoenreste.* Sicheres Alttertiär.

4. Sandstein.

Fundort: Tobel SW Allmenwald, Steintal, Krummenauerschichten. Sehr quarzreicher, mittelkörniger bis grobkörniger Sandstein mit rötlichen Feldspat- und dunkeln Hornsteinpartikelchen. Enthält *Bryozoenreste.* Wahrscheinlich Alttertiär.

5. Glimmeriger Kalksandstein.

Fundort: Helchen, Weissbachtal WSW Weissbad, Ennetbühlerschichten. Blaugrau, braungrau anwitternd, uneben brechend; führt *Truncatulina sp.* Die beigemengten, z. T. mehrere Millimeter grossen Muskowitblättchen weisen auf pegmatitisches Material im Einzugsgebiet. Sicheres Alttertiär.

6. Glimmeriger Sandstein.

Häufiges Geröll. Etwas glaukonitisch; gelb verfärbt; gut spaltbar. Gemahnt an Fähnernsandstein. Besonders charakteristisch für die Kronbergzone s. str. in der stark gelb verfärbten Ausbildung.

7. Kalksandstein.

Die groben Komponenten des Riesenkonglomerates und die besonders grossen Gerölle und Blöcke der «normalen» Kronbergnagelfluhen bestehen zum grösseren Teil aus einem gelbbräunlichen bis gelbgrauen, mittelgrobkörnigen, harten Kalksandstein. Wie Tabelle 7 am Schluss dieser Arbeit dartut, stimmt das Gestein in mancher Beziehung mit einem gewöhnlichen, an Flyschkalktrümmern reichen Molasse-Kalksandstein überein. Die beiden analysierten Proben Nr. 31 (Numerierung der Tabelle 7) und Nr. 32 enthalten 38 (bzw. 64) % feindetritische Bindemasse; der Rest besteht zu 13 (30) % aus Quarz-, zu 12 (8) % aus Hornstein- zu 29 (25) % aus Kalk- und zu 46 (37) % aus Dolomit- und dolomitischen Kalkkomponenten. Maximale und mittlere Korngrössen der einzelnen Bestandteile halten sich vollständig im Rahmen der grobkörnigen, z. T. feinkonglomeratischen Kalksandsteine der subalpinen Molasse der Ostschweiz. Auch der (volumetrisch bestimmte) Karbonatgehalt liegt ganz innerhalb der Grenzen von Molasse-Kalksandsteinen; er beträgt 72 (71) %. Unter den Hornsteinkomponenten sind — wie bei den meisten Molasse-Kalksandsteinen der benachbarten Zonen — keine oder nur sehr wenig rote, sondern fast ausschliesslich dunkle, häufig radiolarienführende Typen. Ein besonderes Kennzeichen des Sandsteines Nr. 32 (Tab. 7) besteht in den zahlreichen Radiolarien, die — offenbar aus dem Gesteinsverband mehr oder weniger herausgelöst — einzeln in der Bindemasse «herumschwimmen». Unter den häufigen grossen Kalkkomponenten von Nr. 31 finden sich bis 5 mm grosse, glaukonitführende Flyschsandkalke vom gleichen Typ, wie er als Nagelfluhgerölle in der subalpinen Molasse so häufig ist. Der Glaukonit ist als Einzelkorn wenig zahlreich und selten über 0,2 mm gross. Dies weist daraufhin, dass er aus Flyschsandsteinkomponenten (und Ölquarziten) stammt; die Herauslösung des Glaukonits aus solchen Komponenten des Sandsteins ist im Dünnschliff in der Tat direkt zu beobachten [1]). An (ebenfalls allochthonen) Organismenresten fanden sich: bis 0,4 mm grosse *Globigerinen; Rotalia sp.;* ein *Discocyclinenrest, Lithothamnienbruchstücke* und ein *Bryozoenrest.* Damit ist das tertiäre Alter dieses Kalksandsteins wohl sichergestellt.

Nicht selten führen diese Kalksandsteine Gerölle von relativ beträchtlicher Grösse; als solche wurden beobachtet bräunliche und graue Flyschkalke, daneben rote Kalke, Hornsteine, aber kein Kristallin; Grösse bis über 6 cm max. Durchmesser.

Die angeführten Tatsachen legen es zunächst nahe, die Möglichkeit in Betracht zu ziehen, dass es sich bei diesen Kalksandsteinkomponenten des Riesenkonglomerates und den übrigen Riesengeröllen der Kronbergzone s. str. um Gerölle von Molasse-Kalksandstein handelt. Derselbe müsste primär in der Speerzone sedimentiert worden und dann im Aquitan in die Kronbergzone umgelagert worden sein.

Gegen diese Deutung muss man anführen 1., dass die betreffenden Kalksandsteine mit quarzreicheren vergesellschaftet sind, wie sie auf primärer Lagerstätte, also nach Annahme in der Speerzone, in dieser gleichen Ausbildung nicht vorkommen; 2. das Fehlen eigentlicher, aus Nagelfluh vom Speertypus zusammengesetzter Riesengerölle (wohlverstanden nicht Einzelgeröllen dieser Nagelfluh, vgl. darüber weiter unten, p. 137); dies, obwohl die Nagelfluh der Speerzone beim Transport als Block (Riesengeröll) sich als fast ebenso resistent gezeigt haben dürfte wie der ihr zwischengelagerte Kalksandstein. Letzteres erscheint genügend bewiesen 1. durch die oben erwähnte Tatsache des Vorhandenseins einzelner geröllführender Sandsteinkomponenten im Riesenkonglomerat; 2. durch Vergleiche mit diluvialen und rezenten Nagelfluh- und Sandsteinblöcken. Wir müssen deshalb die schon von Früh (Lit. 56, p. 7) vertretene Ansicht [2]) für wahrscheinlicher halten, dass unsere Gerölle mit grobkörnigen alttertiären Flyschsandsteinen vom Fähnerntypus identisch sind. Gerölle dieses Typs können als Leitgerölle der Kronbergzone s. str. betrachtet werden.

8. Quarzreicher Sandstein.

Dieser ebenfalls vorwiegend im Grobgeröll des Riesenkonglomerates vorkommende Gerölltyp ist ein gelbbrauner, feinkörniger, relativ kalkarmer, ziemlich stark glaukonitischer Sandstein von grosser Härte und muschelig-splitterigem Bruch. Im Dünnschliff zeigen sich neben seltenen (allochthonen!) Globigerinen kaum weitere Foraminiferenreste. Neben zahlreichen, schlecht gerundeten Quarzkörnern von oft 0,15 mm Durchmesser sind sehr wenige und ausschliesslich dunkle Hornsteine, seltene perthitische, pigmentierte Orthoklase und Mikrokline, dagegen keine Kalkkomponenten vorhanden. Es dürfte sich um alttertiäre Sandsteine handeln.

---

[1]) Vgl. auch p. 134.

[2]) Dieser Autor beschreibt aus der Kronbergzone z. T. konglomeratische Flyschsandsteingerölle ohne nähere Ortsangabe; wahrscheinlich fand er sie in der «normalen» Kronbergnagelfluh.

9. Glaukonitsandstein.

Grüne, mittelkörnige, sehr glaukonitreiche Quarzsandsteine von mittlerer Härte. Unter dem Mikroskop erkennt man neben ca. 85 % Quarz (hie und da gut gerundet) zahlreiche um 0,25 mm grosse Glaukonit- und Hornsteinkörner in einem spärlichen calcitischen Bindemittel. Solche Gerölle fallen bei den Zählungen kaum ins Gewicht, dürften sich jedoch in der Kronbergzone s. str. überall finden lassen. Das Anstehende vermuten wir in der Wildhausermulde, wo ähnliche Gesteine sowohl als Bänke neben reinem Quarzsandstein und Ölquarziten im «Flysch mit Sandstein» (Lit. 79, p. 66/67) sowie auch als Blöcke im davon schwer zu trennenden Wildflysch (Lit. 79, p. 90) vorkommen. Ähnliche Gesteine sind auch aus anderen Gebieten (Wäggital, subalpiner Flysch des Emmengebietes usw.) anstehend bekannt.

10. Ölquarzit.

Ölquarzitgerölle, obwohl sie in den Zählungen nicht immer zum Ausdruck kommen, sind ebenfalls überall verbreitet, auch in den Kalknagelfluhen der Wintersbergschichten. Es handelt sich um tiefgrüne bis bläulichgrüne, glänzende, spröde, quarzitische Gesteine von meist ausgesprochen muscheligem Bruch, hie und da mit kleinen gelben Dolomittrümmern. Wir leiten sie mit Arn. Heim, Lit. 79, p. 32, aus dem Wildflysch und dem «Flysch mit Sandstein» der Wildhausermulde ab, wo sie als stratigraphische Einlagerungen und Blöcke bekannt sind. Sie brauchen nicht unbedingt primär aus dem unterostalpinen Urgoaptien zu stammen. Unter dem Mikroskop erkennt man neben ganz vorwiegend (um 80 %) Quarz von sehr gleichmässiger schlechter Rundung 10 bis 20 % Glaukonit von gleicher Korngrösse und vereinzelt etwas Hornstein- und Muskowitkomponenten in spärlicher calcitischer Bindemasse.

11. Flyschsand- und Hornsteinkalke.

Dieses in fast allen Nagelfluhen der ostschweizerischen Molasse wohl auffälligste und häufigste Gestein wurde schon von Früh (Lit. 56, p. 7) ziemlich eingehend beschrieben.

Petrographisch handelt es sich um eine ganze Reihe ineinander übergehender Typen. Neben körnigen, rauh anwitternden, muschlig-splitterig brechenden, meist sehr quarz- und öfters glaukonitreichen, blaugrauen bis grünlichgrauen, meist mit breiter brauner Oxydationsrinne versehenen Typen erscheinen häufig sehr feinkörnige, bedeutend quarzärmere Gerölle von ähnlicher Farbe. Dazwischen kommen alle Übergänge vor. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die grobkörnigen Spielarten oft zu über 50 % aus 0,02—0,06 mm grossen, schlecht gerundeten Quarzkörnern bestehen. Daneben erscheint Glaukonit in vielfach ca. 0,05 mm grossen Körnern als stetiger Bestandteil, aber in wechselnder Häufigkeit. Oft trifft man auch Kalkkomponenten (dunkler, dichter Kalk) in ähnlicher Häufigkeit und Korngrösse wie Glaukonit oder noch zahlreicher. Dazwischen liegt eine feinkörnige, wohl feindetritische Kalkgrundmasse. Die von Früh erwähnten Schwammnadeln sind in den meisten Fällen, aber nicht immer, vorhanden; sie können bis über 0,6 mm lang sein. Die quarzärmeren Typen, bei denen die Quarzkörner oft weniger als ein Zehntel der Gesteinsmasse bilden, enthalten in der Regel zahlreiche Schwammnädelchen von 0,1—0,6 mm Länge, daneben Glaukonit und Kalkdetritus in stark wechselnder Menge.

An Fossilresten beobachtete ich bei quarzreichen und quarzarmen Typen ausser zahlreichen Schwammnadeln und vereinzelten Kleinforaminiferen (nie Orbulinarien) Echinodermenreste und kleine Bruchstücke von *Orbitolinen*, dagegen niemals Discocyclinen- und Lithothamnienreste, wie solche zum Beispiel in zahlreichen Molassesandsteinen eingebacken sind.

Viele Flyschsandkalke zeichnen sich durch beträchtliche, mehr oder weniger unregelmässiglagige Einschaltungen von graubraunem Hornstein (ohne Radiolarien!) aus; besonders auffällig ist die Hornsteinführung bei den quarzarmen, oft sehr feinkörnigen Spielarten, so dass man versucht ist, diese als besondere «Hornsteinkalke» auszuscheiden. Bei näherem Zusehen erweist sich jedoch eine Abgrenzung der Hornsteinkalke gegen die Sandkalke als kaum durchführbar, da sie offenbar in inniger stratigraphisch-lithologischer Beziehung stehen.

Bei den quarzreichen Geröllen lässt sich mitunter eine deutliche Kreuzschichtung mit Winkeln von 20—30° und von ähnlicher Art, aber kleineren Dimensionen wie bei den Molasse-Kalksandsteinen, erkennen, wie sie aus dem Anstehenden zum Beispiel Ochsner (Lit. 136, p. 72) aus dem Wäggitalgebiet beschreibt.

Das makroskopisch wohl auffälligste Merkmal der Flyschsandsteinkalke sind die graubraunen bis gelbbraunen oder rötlichbraunen Oxydationsfarben. Sie dürften zum guten Teil auf die Oxydation feinverteilten Pyrites zurückgehen. Vielfach treten an einem Gerölle verschiedene Oxydationsstufen auf. Während in den Wintersbergschichten die Gerölle meistens nur graubraun sind, treten in der Kronbergzone s. str. neben ebenfalls nur schwach oxydierten Geröllen auch intensiv gelbbraun verfärbte auf. Durch Infiltration roten Nagelfluh-Bindemittels entstehen mitunter ausserdem rötliche Verfärbungen.

Über die Herkunftsbestimmung dieser in der subalpinen Molasse so häufigen Gerölle finden sich in der Literatur nur zerstreute Angaben. Schon Arnold Escher äussert die Ansicht (Lit. 91, p. 123), dass «zahlreiche Blöcke rötlichen eisenschüssigen Kalksteins» im Flyschgebiet westlich Unteriberg «unzähligen Geschieben der Nagelfluh» gleichen. Auf p. 118 vergleicht er rauchgraue Kalksteine aus demselben Gebiet mit manchen Nagelfluhgeröllen. Nach Früh (Lit. 56, p. 7) hat als Stammort «die ganze nördliche Randzone der schweizerischen und österreichischen Alpen» zu gelten. Auch Escher-Hess (Lit. 46, p. 30) nimmt an, dass ein grosser Teil der «ursprünglichen Flyschdecke der Alpen» (die nach ihm allerdings aus oligozänen Gesteinen besteht) in der Nagelfluh enthalten sei. Arn. Heim zweifelt die Flyschnatur der Gerölle leise an (Lit. 79, p. 31); er glaubt, da er in der Wildhausermulde nichts Gleichartiges findet, an ihre Herkunft aus südlicheren Faziesgebieten. Cadisch erkennt (Lit. 39, p. 115), dass die in der ostschweizerischen subalpinen Molasse so häufigen Kieselkalke, gelben Sandkalke, Hornsteine usw. «mit dem ostalpinen Flysch der bayerischen Geologen» identisch sind, nachdem er sie schon in Lit. 37, p. 224 als unterostalpines Urgoapt beschrieben hatte. Dazu bemerkt er, dass ähnliche

Gesteine auf der Nordseite der Schweizeralpen anstehend nicht bekannt seien. Kraus bezieht (Lit. 101, p. 54) die mit den ostschweizerischen Sandkalkgeröllen identischen Komponenten der Hochgratnagelfluhen (subalpine Molasse des Allgäus) aus dem Gebiet seiner «Oberstdorferdecke». Dieser Autor (Lit. 102, p. 411) gliedert die Oberstdorferflyschzone unter anderem in eine über 500 m mächtige, aus vielen, überwiegend fußstarken oder noch dickeren Bänken von schwammnadelreichem, dichtem, feinsandigem oder quarzitischem Kalk und Sandstein bestehende «Kalkgruppe», in der mitunter auch Tristelbreccien vorkommen und deren Aptienalter durch *Orbitolina lenticularis* erwiesen ist, und in eine über 100 m mächtige «Quarzitgruppe» mit grauen Quarziten und kieselärmeren Sandkalken von Gaultalter. Mitunter sollen die Gesteine der Kalkgruppe durch reichliche Führung von *Milioliden* und Ooiden von echtem Schrattenkalk nicht zu unterscheiden sein.

Auf Grund dieser Ausführungen dürfen wir heute annehmen, dass ein grosser Teil der Flyschsand- und Hornsteinkalkgerölle der ostschweizerischen subalpinen Molasse Kreideflysch von präturonem Alter darstellen und einer heute im ostschweizerischen Sektor mehr oder weniger vollständig abgewitterten Zone entstammen, nämlich dem Verbindungsstück zwischen der Oberstdorferzone im Osten und ihrem faziellen Äquivalent im Wäggitalerflysch im Westen.

12. Dunkle Kieselkalke.

Neben den Flyschsandkalken sind dunkelgraue, oft grobkristalline Kieselkalke von ausgesprochen muscheligem, sprödem Bruch unter den Geröllen der Kronbergzone recht häufig. Ihre Abgrenzung gegen die Sandkalke ist oft allerdings recht schwierig und wird in unseren Zählungen nur provisorisch durchgeführt. Die Kieselkalke gehören wohl zum guten Teil zum Kreideflysch; ferner trifft man auffallend viel wangähnliche Typen darunter. Ein weiterer Teil dieser ebenfalls oft Schwammnadeln und Hornstein führenden Kalke ist wohl vom ostalpinen Lias abzuleiten (s. hierüber auch Früh, Lit. 56, p. 18; Kraus, Lit. 101, p. 49; Muheim, Lit. 133, p. 255). Spätere Untersuchungen müssen diese Fragen endgültig abklären, wobei auch der mikroskopischen Untersuchung der Hornsteine Beachtung zu schenken ist.

13. Flyschkonglomerat.

Bei diesem im Kronbergaquitan häufigen Geröll handelt es sich um ein vorwiegend aus rundlichen, 1 bis 6 mm grossen Komponenten zusammengesetztes, sehr festes Konglomerat, das aus vorwiegend grauen, braunen und roten Hornsteinen, daneben gelblichen, dichten oder feinkörnigen Aptychenkalken und roten, zu den Radiolariten gehörigen Kalken zusammengesetzt ist. Manchmal enthält es zusätzlich noch kleine Quarzgerölle. Solche Gerölle sind hauptsächlich in der Kronbergzone s. str. zu finden. Sie sind mit den von Früh (Lit. 56, p. 8) unter Nr. 1*b*, aus der Sommersberg- und Speerzone beschriebenen nicht identisch. Nach Leupold besitzen sie grosse Ähnlichkeit mit dem als «Mocausa-Konglomerat» bekannten Bestandteil des Simmendeckenflysches.

14. Graue, dichte Kalke (inklusive gelbe dichte Kalke zum Teil).

Hellgraue bis graugrünliche und bräunliche, flach bis splittrig brechende, dichte, mehr oder weniger mergelige Kalke, meist von vielen sich kreuzenden Feinklüften durchzogen und mitunter dunkle Flecken und Fucoiden führend. Ein grosser Teil dieser überall verbreiteten Gerölle, die sich in den mittleren und oberen Teilen der Kronbergzone s. str. in den grossen Fraktionen stark anreichern, gehört zum Alberesetypus des Flysches («Piesenkopfkalk» von Kraus, Lit. 99, p. 111); nur ein relativ kleiner Teil dürfte den Liasfleckenmergeln zuzuzählen sein.

15. Tristelkalk.

Als Tristelkalk bezeichnen wir eine dunkelgraublaue, oft etwas oolithisch-onkoidische Echinodermenbreccie bis Mikrobreccie mit zahlreichen charakteristischen, oft bis über 3 mm grossen Trümmern eines gelblichen dichten Kalkes oder Dolomites, vereinzelten grauen Kalk- und Hornsteintrümmerchen und spärlich eingestreuten *Orbitolina sp.* Einzelne Gerölle zeigen stratigraphische Wechsellagerung mit normalem dunklem Kieselkalk. Früh erwähnt sie als Neokom und Urgon als «nicht selten und überall» in der ostschweizerischen Nagelfluh; in meinem Untersuchungsgebiet sind die gröberen und schönsten Varietäten im wesentlichen auf die Kronbergzone s. str. beschränkt. Cadisch (Lit. 37, p. 224/225, Lit. 40, p. 569) erkennt sie als Tristelkalke. Als Stammort dieser Gerölle muss nach meinen Ausführungen unbedingt auch die Flyschkalkgruppe der westlichen Fortsetzung der «Oberstdorferzone» in Betracht gezogen werden.

16. Klippentithonkalk (Sulzfluhkalk).

Vorwiegend hellgraue bis gelbliche, oolithische, onkoidische und kristalline Kalke, daneben graue dichte Kalke. Unter den ersteren lassen sich nach Leupold (pers. Mitteilung) mindestens vier verschiedene, genetisch untereinander nahe verwandte Typen unterscheiden:

1. Calcaire grumeleux mit Schwammnadeln;
2. Oolith mit Calcaire grumeleux-Grundmasse;
3. Groboolithische Typen mit hyaliner Calcitgrundmasse (rekristallisiert);
4. (diagenetisch) rekristallisierter grobkristalliner Kalk mit nur noch wenig übriggebliebenen, relativ tonreichen Onkoiden (resp. Oolithen).

In der Kronbergzone scheinen die Typen 2—4 am häufigsten zu sein.

Ein Gerölle eines hellgrauen oolithischen Kalkes von Grosspalme (westlich Kronberg, Ennetbühlerschichten) enthält *Trocholina sp.*, ziemlich viel *Milioliden* sowie *Coscinoconus alpinus*. *Coscinoconus alpinus* fand sich auch in einem grob oolithischen Gerölle mit hyaliner Grundmasse vom Gänderich (Wintersbergschichten zwischen Thur

und Steintal), *Coscinoconus sp.* unter anderem in einem graubraunen, oolithisch-echinodermischen Kalkgerölle bei Mittler Helchen (Ennetbühlerschichten, Weissbachtal). In einem dunkelgrauen, makroskopisch dichten Kalkgerölle von der Ostseite des mittleren Lutherntobels (Ennetbühlerschichten) fand sich — ebenso in einem hellgrauen, kristallinen Gerölle vom Gänderich (Wintersbergschichten) — *Clypeina jurassica*. Leupold beschreibt (Lit. 110, p. 133) *Clypeina jurassica* Favre et Richard aus dem Klippentithon des Niederhorns bei Boltigen. Nach demselben Autor (pers. Mitt.) kommt dieses Fossil zusammen mit *Coscinoconus alpinus* auch im echten Sulzfluhkalk vor, und man könnte deshalb für diese Gerölle ebensogut die Bezeichnung Sulzfluhkalk verwenden.

17. Radiolarit.

Radiolaritgerölle sind in der ganzen Kronbergzone verbreitet, reichern sich jedoch in der Kronbergzone s. str. besonders unter den grösseren Geröllen stark an. Es sind spröde, splitterig brechende, oft eben spaltende feinkörnige, weinrote bis dunkelrote Kalke mit häufiger Einlagerung von graurotem bis blutrotem Hornstein. Meist sind zahlreiche, umkristallisierte Radiolarienquerschnitte schon unter der Lupe gut erkennbar. Die Heimat dieser Gerölle sind wahrscheinlich die mit grauen Aptychenkalken von wahrscheinlich Malmalter eng verknüpften «bunten Hornsteinkalke» Ampferers (Lit. 1, p. 33) resp. deren bündnerische Äquivalente. Gerölle von Radiolarienhornsteinen und besonders von Radiolarienkalken (letztere von Früh nicht erwähnt) sind in der Kronbergzone s. str. bedeutend häufiger als solche von Adnetherkalken.

18. Adnetherkalk.

Gerölle von typischen, flaserigen, mit Tonhäuten versehenen, meist hellroten bis fleischroten Adnetherkalken scheinen innerhalb der Kronbergzone s. l. auf die Kronbergzone s. str. beschränkt zu sein, wo sie indes nicht die Häufigkeit der Radiolarite erlangen.

19. Hierlatzerkalke.

Weisse, grobkristallinische Marmore und mehr oder weniger marmorisierte weissliche Kalke mit zahlreichen flaserig-welligen hämatitischen Ablösungen (Typ. 5 Früh, Lit. 56, p. 21) kommen mit den Adnetherkalken zusammen und etwa in gleicher Häufigkeit vor und scheinen ebenfalls auf die Kronbergzone s. str. beschränkt zu sein.

20. Bunte «Liasbreccien».

Sie erscheinen ebenfalls nur in der Kronbergzone s. str., hier aber oft in grossen, prachtvollen Geröllen. Man kann im wesentlichen drei Unterarten unterscheiden:

a) vorwiegend bis über 1 cm grosse Dolomitkomponenten (Rundungsgrad 3—6, vgl. Lit. 108), daneben wenige Komponenten eines grauen dichten Kalkes und braune, bis über 1 cm grosse Hornsteinstückchen in wechselnder Menge liegen in roter, sehr feinkörniger, kalkiger Grundmasse (= Typus 7*b* von Früh, Lit. 56, p. 22);

b) keine Dolomitkomponenten, sondern ausschliesslich graue, dichte, aber zonenweise stark oolithische Kalke (mit hyaliner Zwischenmasse) vom Rundungsgrad 4—5 liegen in zurücktretender roter Grundmasse;

c) braungraue Breccie mit bräunlichen, kristallinen Kalk- und dunklen Hornsteinkomponenten.

Nach R. Staub (pers. Mitteilung) ist das Liasalter aller dieser Gerölle nicht ganz sicher.

21. Diploporendolomit.

Fundort: Mittlerer Helchen (Ennetbühlerschichten, Weissbachtal).

1,5 cm langes, gut gerundetes Gerölle von typischem Diploporendolomit (Wettersteindolomit), das mit dem von Früh (Lit. 56, p. 30) aus der Gäbriszone bei Gais erwähnten übereinstimmt.

22. Roter Granit.

«Berninatyp.» Mittelkörniger bis feinkörniger, leukokrater, orthoklasreicher Typ. Struktur deutlich eutektoid-mikropegmatitisch. Der rötliche, fast immer perthitische Orthoklas überwiegt stark über Plagioklas und Quarz. Dunkle Gemengteile (fast ausschliesslich Biotit) nur sporadisch in Nestern. Am ähnlichsten sind rote Granite aus der Nagelfluh des Sommersbergs (Sammlung Renz E. T. H.), etwas weniger ähnlich solche vom Wenigersee bei St. Gallen (Früh, Nr. 1, Lit. 56, p. 22).

23. Grauer Granit (rot verfärbt).

Mittelkörnige bis feinkörnige Gerölle, hypidiomorphkörnig. Quarz, Feldspat und dunkle Gemengteile halten sich ungefähr das Gleichgewicht; die letzteren treten nicht nur nesterweise auf. Die starke Rotfärbung ist durch Verrostung des Biotites entstanden. Ursprünglich scheint es sich um einen hellgrauen Granit gehandelt zu haben. Ein Teil dieser Gerölle führt zusätzlich grössere Muskowitblättchen (bis 5 mm). In den Sammlungen Früh, Ludwig und Renz E. T. H. fanden sich keine identischen Gerölle.

24. Verschieferter grauer Granit (rot verfärbt).

Struktur: kataklastisch. Textur: etwas schieferig. Eine sehr stark kataklastische Quarzfeldspatmasse mit etwas neugebildetem Sericit ist von chloritischen Schnürchen durchzogen, die sich stellenweise zu grünlichen Massen anhäufen (offenbar chloritisierter Biotit). Im Dünnschliff erkennt man ausserdem noch Ilmenit, Apatit, Pyrit und Hämatit als Übergemengteile. Das Gestein ist wahrscheinlich aus einem Granit vom Typus 23 durch Epimetamorphose entstanden.

25. Grüner Granit.

Mittel- bis grobkörniger (Quarz bis 0,6, Orthoklas bis 1,5 cm), hypidiomorphkörniger, massiger Granit. Biotit ist chloritisiert.

26. Quarzporphyre.

Neben häufigen, z. T. sehr grossen Quarzporphyrgeröllen vom Sommersbergtypus (violett, mit vielen kleinen, dunkelgrau erscheinenden Quarzeinsprenglingen von kurzleistigem Querschnitt) sind grüne, im übrigen mit den vorigen übereinstimmende und seltener weiss-grünliche Typen mit vereinzelten kleinen Quarz- und Feldspat- (in einem Schliff mit schöner Myrmekitbildung!) und Biotiteinsprenglingen in der Kronbergzone s. str. überall verbreitet.

31. Dioritporphyrit.

Grünes porphyrisches Gestein. In sehr feinkörniger, dioritischer Grundmasse von deutlich sperrig-leistiger Struktur der Feldspäte schwimmen ziemlich zahlreiche, leistenförmige Plagioklase von bis über 6 mm Länge und einzelne (verwitterte) grosse Hornblenden. Saussuritisierung schwach, dagegen ausgesprochene, anscheinend sehr junge Calcitisierung. Ähnlich wie bei Früh (Lit. 56, p. 50) aus Gäbriszone.

32. Kalksilikatfels (Epidotfels).

Besteht zu mindestens 40 % aus (frischem) Epidot. Die einzelnen Epidotkörner, die oft Korrosionsränder besitzen, sind zu kompakten Massen und dicken Schnüren vereinigt, die sich in einer Quarz-Plagioklas-Masse ausbreiten. Chlorit ist ganz untergeordnet.

Grosse Gerölle dieses Typus sind in den oberen Teilen der Kronbergzone s. str. neben häufigeren Spiliten, Variolithen, Dioriten und Dioritporphyriten nicht allzu selten anzutreffen.

33. Biotit-Flatschengneis (grünlich-violett).

Textur: stengelig-flatschig, im Querbruch augig. Biotit und Quarz-Feldspat halten sich annähernd das Gleichgewicht. In einem aus feinverteiltem Quarz, Feldspat und Biotit bestehenden Grundgewebe schwimmen einzelne etwas grössere, gestreckte Biotitansammlungen und meist mehrere Zentimeter lange Quarzflatschen.

34. Flatschengneis (hell).

Textur: flatschig. In einem unter Neubildung von Sericit kataklastischen Quarz-Feldspat-Grundgewebe schwimmen einzelne 1 cm lange Flatschen von z. T. chloritisiertem Biotit.

35. Zweiglimmergneis (hellrötlich).

Textur: im Hauptbruch schieferig, im Querbruch etwas augig. In einem im wesentlichen aus Quarz, Feldspat, viel Sericit und teilweise chloritisiertem Biotit bestehenden Grundgewebe schwimmen grössere Quarzflasern. Die rötliche Farbe des Gesteins rührt von der Verwitterung des Biotites her.

Dieser Typ ist in genau derselben Ausbildung auch in der Sommersbergzone ausserordentlich verbreitet, scheint jedoch im Burdigalien-Helvétien der aufgerichteten Molasse im Gebiet von St. Gallen, d. h. also im Hörnlifächer, zu fehlen. Unter den hierhergehörigen Geröllen der Sommersbergzone (Sammlung Renz E. T. H.) gibt es solche, die als Zwischenglieder zwischen diesem Gneis und dem grauen Granit Nr. 23 aufgefasst werden können und welche teilweise durch starke Kataklase auch an Nr. 24 erinnern.

3. Sandstein

a) Kalksandstein

Mit der Zone der Appenzellersandsteine in der Gäbriszone zusammen sind die Ebnaterschichten und teilweise die Wintersbergschichten der Kronbergzone s. l. das klassische Gebiet der «Appenzeller» oder «Ebnater» Kalksandsteine. Wie meine Ausführungen gezeigt haben, fehlen jedoch ähnliche Sandsteine auch der Kronbergzone s. str., insbesondere den Krummenauerschichten, nicht ganz. Darauf, dass der Name «Kalksandstein» (Gutzwiller, Lit. 62, bezeichnete diese Sandsteine noch als «subalpine Molasse») eigentlich für fast alle Molassesandsteine gebraucht werden müsste, haben de Quervain-Gschwind (Lit. 138) hingewiesen. Trotzdem halte ich die von diesen Autoren für unsere Sandsteine vorgeschlagene Bezeichnung «Sandkalk» für wenig glücklich. Die Gesteine sind wohl sehr karbonatreich (bei 12 volumetrisch untersuchten Proben aus meinem Untersuchungsgebiet schwankt der Karbonatgehalt zwischen 52 und 82 %, wobei im allgemeinen die grobkörnigen am kalkreichsten sind), aber ihre psammitische Natur ist doch so evident, dass man sie unmöglich als Sandkalksteine bezeichnen kann. Wir können daher ruhig — in Übereinstimmung mit der auf den Korngrössenverhältnissen beruhenden Einteilung der klastischen Gesteine — die Bezeichnung «Kalksandstein» beibehalten; zur Verdeutlichung des Begriffes könnte man im Rahmen einer allgemeineren Terminologie die Bezeichnung «subalpiner Molasse-

Kalksandstein» verwenden. Die Bezeichnung «Ebnatersandstein» möchten wir innerhalb der Kronbergzone auf den häufigsten Sandsteintyp der Ebnaterschichten und der Wintersbergzone beschränken.

Der Ebnatersandstein ist ein fest verkitteter, ausgeprägt bankiger und klüftiger, harter, inwendig grauer bis bläulichgrauer, fast immer mit einer bis mehrere Dezimeter breiten gelben oder gelbbraunen Oxydationsrinde versehener Sandstein. (Technische Eigenschaften s. Lit. 138, p. 239.) Am häufigsten sind mittelkörnige (Quarz 0,2—0,4 mm) Typen. Ferner kommen vor: feinkörnige, mehr oder weniger ausgeprägt plattige, trotzdem aber relativ glimmerarme Sandsteine und grobkörnige, untergeordnet sogar mit Geröllschnüren versehene Bänke. Solche Gerölleinlagerungen beginnen schon in der Unteren Bunten Molasse und nehmen dann in den Wintersbergschichten gleichzeitig mit dem ersten stärkeren Auftreten eigentlicher Nagelfluhen beträchtlich zu. Gar nicht allzu selten enthalten die typischen Ebnatersandsteine mehr oder weniger deutlich sichtbare hellrote Feldspatkörnchen und Feldspatgeröllchen, ohne dass sie deswegen den Typus des porösen und chlorit-serizitreicheren granitischen Sandsteins annähmen. Die Bänke, die sich oft über weite Strecken verfolgen lassen, sind in der Regel 2—8 m, hie und da über 10 m mächtig; in letzterem Falle sind sie meistens durch kleine Mergeleinlagen unterteilt. Die feinstkörnigen, zu den Mergelsandsteinen überleitenden Kalksandsteine bilden in der Regel Bänke von nur einigen Dezimetern Mächtigkeit.

In der Kronbergzone s. str. erreichen zum Teil recht ähnliche, aber im allgemeinen feinkörnigere und weniger deutlich kreuzgeschichtete Kalksandsteine als selbständige Bänke (Krummenauerschichten) oder als Schmitzen innerhalb und vielfach als oberer Abschluss von Nagelfluhbänken eine gewisse Bedeutung.

Über die Petrographie der Kalksandsteine gibt Tab. 7 (p. 158) Auskunft. Wie aus ihr entnommen werden kann, macht das mikroskopisch deutlich sichtbar als «Einsprenglinge» auftretende Trümmermaterial 50—80 % des Gesamtvolumens aus. Hiervon entfallen auf Quarz 14—29 %, auf Hornstein 5—26 %, auf feinkörnige Kalke 6—37 % und auf Dolomite, inklusive dolomitische Kalke 19—55 %. Die Dolomitführung ist damit deutlich niedriger als im Chattien der Kräzerlischuppe, und etwa gleich hoch oder etwas höher als diejenige der Kalksandsteine der Speerschuppe. Die maximalen Korngrössen finden wir erwartungsgemäss vor allem bei den Kalken, dann bei den meist gutgerundeten Dolomiten und den schlecht gerundeten Hornsteinen, wogegen die Quarze relativ geringe Korngrössenschwankungen zeigen. Diese Zusammensetzung sowie die weiteren Angaben der Tab. 7 zeigen, dass man die Kalksandsteine, insbesondere die grobkörnigen, als schlecht aufbereitete, lediglich mechanisch zerkleinerte Nagelfluh betrachten muss.

Die schlechte Aufbereitung zeigt sich auch darin, dass die petrographische Zusammensetzung der benachbarten Nagelfluhen sich oft deutlich in den Sandsteinen widerspiegelt. Von fünf Dünnschliffen von Kalksandsteinen der Wintersbergschichten des Urnäscherquerschnittes führen nur zwei seltene Orthoklase; Plagioklase fehlen ganz. Dies entspricht dem fast völligen Fehlen von Kristallingeröllen in der benachbarten Nagelfluh. Dagegen enthalten von fünf Kalksandsteinen der Zone Kronberg s. str. zwei Orthoklase und drei Plagioklase in mehreren Exemplaren. Der Orthoklas ist von demselben pigmentierten und perthitischen Typus wie in den meisten Nagelfluhgeröllen. In Bestätigung dieser Verhältnisse beobachten wir auch rote Hornsteinkörner in Dünnschliffen und im Handstück in deutlicher Menge erst bei den Kalksandsteinen der mittleren und oberen Kronbergzone s. str., in den Ebnaterschichten und der Wintersbergzone dagegen fast ausschliesslich braune und dunkle.

Über den Gehalt der Kalksandsteine an Glaukonit und Foraminiferen s. p. 134—135.

Ein besonders auffälliges Merkmal vieler mittel-grobgerölliger Kalksandsteine ist die oft prachtvolle Kreuzschichtung. In schönster Ausbildung trifft man sie in den Ebnater- und in den Wintersbergschichten in einem grossen Teil aller Kalksandsteinbänke. Sie lässt sich kurz wie folgt beschreiben (vgl. Fig. 10):

Die mehrere Meter mächtigen Sandsteinbänke sind in mehr oder weniger parallel zur Schichtebene verlaufende, unregelmässig gestaltete Schichtlinsen von meist nur kurzer Erstreckung und gewöhnlich 1 dm bis mehrere Dezimeter Mächtigkeit zerlegt. Jedes dieser Pakete stellt eine steilwinklig (Winkel von 30—35°, maximal 40° sind die Regel) deltageschichtete genetische Einheit dar. Bei jedem Paket verflacht sich stromabwärts der Schüttungswinkel, so dass jedes Einzelschichtchen einen nach oben konkaven Bogen bildet. Die daraus abzuleitenden Strömungsrichtungen sind zwar im allgemeinen schuttfächerauswärts (d. h. SSE-NNW) gerichtet, es kommen aber daneben auch andere, z. T.

entgegengesetzte Azimute der Einfallsrichtung vor, was bei stark mäandrierenden Wasserläufen ja meist eintreten muss.

Neben dieser schönsten Ausbildung finden sich auch weniger deutliche, meist flachwinkligere Kreuz- und Diagonalschichtungen. In diesen Fällen sind die Einzelschichten nicht immer nach oben konkav, sondern mitunter auch konvex, oder S-förmig gekrümmt [1]).

Besonders in den mittleren und oberen Ebnaterschichten beobachten wir noch eine wesentlich weniger häufige Schichtungsunregelmässigkeit, die auf subaquatische Rutschungen zurückzuführen ist. Es handelt sich um die sog. Rutschungswülste von «girlandenartigem» Aussehen (s. darüber p. 34).

SE —►

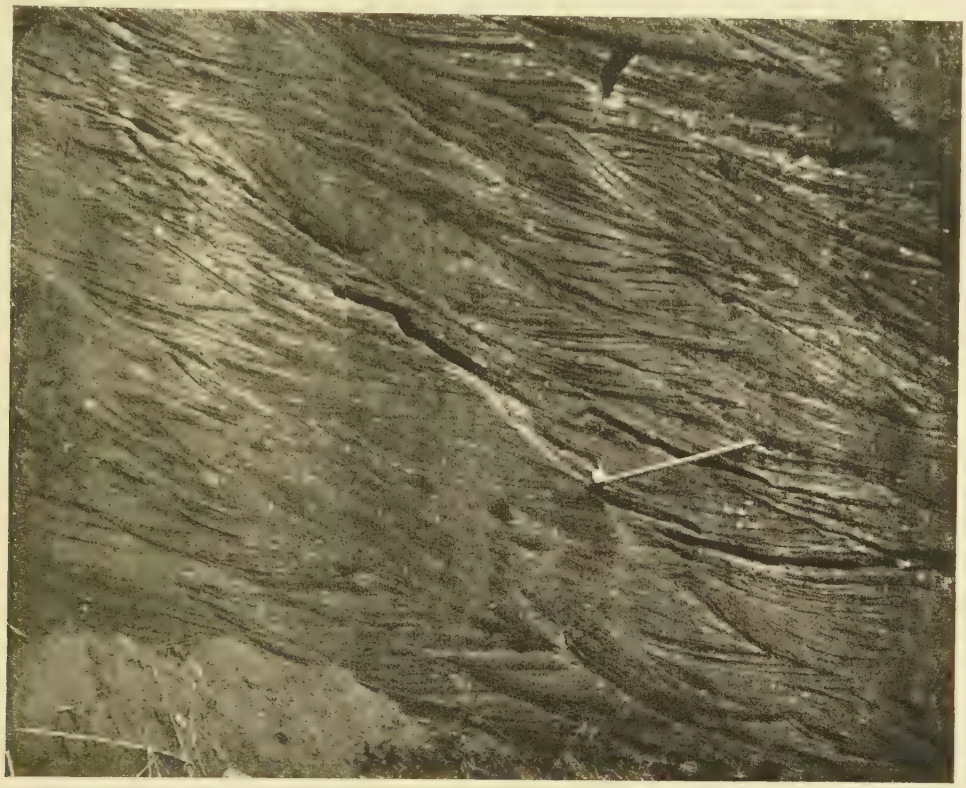


Fig. 10. Kreuzgeschichteter Ebnatersandstein. Man blickt auf eine in Querprofilrichtung verlaufende, senkrechte Kluftfläche. Schichtfallen flach nach rechts (= SE, Azimut 144°). Der Sandstein führt bis erbsengrosse rötliche Feldspat- und bis haselnussgrosse Kalk- und Hornsteingerölle

Die Kreuzschichtung ist von grosser Wichtigkeit für die Beurteilung der Entstehungsbedingungen, d. h. für Fazies und Paläogeographie. Hierüber s. p. 136.

Grosse Bedeutung erlangt sie, insbesondere in ihrer schönsten Ausbildung, wegen der Konkavität der Einzelschichtchen, auch für die Beurteilung der Schichtlage (normal oder überkippt). In vielen Fällen besitzt man kein anderes Mittel, um festzustellen, ob ganze Serien und Zonen normal oder verkehrt gelagert sind. Der Verfasser hat hiervon im Molassegebiet zum erstenmal systematisch Gebrauch gemacht und für eine Reihe von Gebieten bisher zweifelhafter Schichtlage den wirklichen Sachverhalt feststellen können. Es besteht kein Zweifel, dass bei Heranziehung der Kreuzschichtung und der schon früher erwähnten Kegel- und Rutschungswülste usw. die Ansichten über die Lagerung gewisser Molassegebiete revidiert werden müssen [2]).

[1]) S-förmig gekrümmte Schichtflächen sind insbesondere dann entstanden, wenn nachträgliche Abtragung deltageschichteter Schichtpaketchen nicht oder nur in geringem Masse stattgefunden hat.

[2]) Dies dürfte u. a. für vorarlbergische Molasseserien gelten; z. B. dürfte die nach NNW überliegende Hochhäderichmulde Muheims (Lit. 133) in Wirklichkeit nicht existieren; es handelt sich dabei nämlich um eine einzige, normal (nicht überkippt) SSE-fallende Schichtfolge, welche im Profil des Hochhäderich nach SSE bis ins Tal des Lecknerbaches hinabreicht.

Kreuzschichtung ist in Molassesandsteinen weit verbreitet. In der alpennahen Molasse ist sie in schönster Ausbildung sehr vielen Kalksandsteinen eigen, wogegen sie im granitischen Sandstein zwar nicht überall fehlt, aber doch erheblich weniger häufig, zudem meist «weitmaschiger» und flachwinkliger (20—30° maximal) ist.

Bersier (Lit. 20, p. 45) erwähnt sie aus dem Burdigalien des Joratgebietes (N Lausanne);

Buess (Lit. 27, p. 41) aus dem Vaulruzsandstein (Kanton Freiburg);

Arn. Heim (Lit. 83, p. 10, 11, 13) aus dem Burdigalien der Pfändernagelfluh und im granitischen Sandstein der Zone von Kennelbach im Bregenzerwald sowie aus dem Bausandstein des Schwarzachtobels bei Dornbirn (Vorarlberg);

Kraus (Lit. 101, p. 25, 33) nennt sie als häufig in den Teufelsloch- und Steigbachschichten der Allgäumolasse sowie in Lit. 103, p. 202, aus dem Bausandstein dieses Gebietes.

Muheim (Lit. 133, p. 203) beschreibt sie aus dem Bausandstein des östlichen Vorarlbergs, dann (p. 212) als verbreitet in den Sandsteinen der südlichen Zone der Weissachschichten (= Teufelslochschichten von Kraus); ferner p. 238 aus den Steigbachschichten desselben Gebietes neben ebenbankigen Sandsteinen und p. 261 aus granitischem Sandstein an der Bregenzerach.

Nach Haus (Lit. 73) ist Kreuzschichtung in den grobkörnigen Sandsteinen der Bäuchlenzone (Kt. Bern) verbreitet (p. 11) und auch im stampischen granitischen Sandstein der Schangnauschuppe bisweilen vorhanden (p. 35).

Der Verfasser kennt sie unter anderem, zum Teil zusammen mit Rutschungswülsten (vgl. p. 34), aus der Mergel-Sandstein-Basis der Riginagelfluhzone der Gegend von Einsiedeln in häufiger und schöner Ausbildung.

Wie S. 136 noch begründet wird, ist die Kreuzschichtung der Ebnatersandsteine als fluviatile Bildung zu betrachten.

Einen besonderen, vom Ebnatersandstein und den übrigen Molasse-Kalksandsteinen des Untersuchungsgebietes abweichenden Kalksandsteintypus repräsentieren die als Begleiter der Nagelfluhen mit Lokalcharakter in der südlichen Randfazies auftretenden Kalksandsteine.

Es handelt sich dabei um meist grobkörnige bis feinkonglomeratische Kalksandsteine, die nicht nur in den oberflächennahen Partien, sondern überall auch tief im Inneren durchwegs gelb bis gelbgrau oder gelbbräunlich gefärbt sind. Sie führen keine oder nur sehr wenig rote Hornsteinkomponenten; auch Plagioklas (Oligoklas-Albit) und Orthoklas (deutlich perthitisch) sind selten, wenn sie auch nicht ganz fehlen. Ihre Anwesenheit zeigt immerhin, dass kristallines Material in den Lokalnagelfluhen in einem sehr geringen Prozentsatz doch vorhanden ist, wenn auch vielleicht zur Hauptsache nur auf mindestens tertiärer Lagerstätte in Form von kleinen Komponenten in Sandsteingeröllen der Lokalnagelfluhen.

Die eben beschriebenen Kalksandsteine besitzen grosse äusserliche Ähnlichkeit mit den früher (p. 65) erwähnten als Komponenten im Riesenkonglomerat auftretenden Kalksandsteinen. Im Schliff sind jedoch kleine Unterschiede nicht zu verkennen. So führt von zwei untersuchten Dünnschliffen von Begleitsandsteinen jeder *Discocyclinen*- und *Echinodermen*-Reste von bis über 1 mm Grösse (von den übrigen 21 untersuchten Sandsteinschliffen der Kronbergzone s. l. führt nur noch ein grobkörniger granitischer Sandstein aus den Ebnaterschichten einen kleinen *Discocyclinen*-Rest) während von vier untersuchten Dünnschliffen von Kalksandsteinkomponenten des Riesenkonglomerates nur einer einen (dazu sehr fraglichen) *Discocyclinen*-Rest führt. Auch sind die Begleitsandsteine arm an quarzreichen, glaukonitischen Flyschsandkalkkomponenten, wogegen gerade die Kalksandsteinkomponenten des Riesenkonglomerates relativ sehr reich an solchen sind.

b) Glimmersandstein

In der Kronbergzone s. str. kommen neben Kalksandsteinen graugrünliche oder bläulichgrünliche, relativ quarzreiche und kalkarme Glimmersandsteine vor, die den Ebnaterschichten und den Wintersbergschichten vollkommen zu fehlen scheinen. Es sind feinkörnige (Quarz meistens 0,05—0,2 mm), oft tonige oder mergelige und weiche, daneben auch harte, etwas kalkreichere Typen; der Karbonatgehalt liegt zwischen 30 und 45 %. An mehreren Stellen beobachtete ich ursprünglich graugrüne Glimmersandsteine,

die durch Infiltration roten Nagelfluhbindemittels aus unmittelbar hangender Nagelfluh intensiv rot bis rotbraun gefärbt sind (s. dazu auch Lit. 53, p. 7). Orthoklas tritt in drei Schliffen aus den Ennetbühler- und Pfingstbodenschichten auf, Plagioklas nur in zwei, roter Hornstein ebenfalls in zwei Schliffen. Die relative Häufigkeit dieser Bestandteile steht im Einklang mit dem Geröllbestand der benachbarten Kronbergnagelfluhen.

c) Quarzreicher Sandstein (Arkosesandstein)

Graugrüne, bläulichgrünliche und grünlich-rötliche, ziemlich quarzreiche, fein bis mittelkörnige, weiche bis mittelharte Sandsteine mit einem Karbonatgehalt von 40—50 % sind in der Kronbergzone s. str. neben Kalksandsteinen ebenfalls vertreten. Die grobkörnigeren unter ihnen weisen eine relativ hohe Porosität, teilweise auch einen beträchtlichen Gehalt an rötlichen Feldspäten und roten Hornsteinen (benachbarte relativ bunte Nagelfluhtypen!) auf, was dann zu einem etwas «granitischen» Aussehen führt.

So besteht zum Beispiel ein ziemlich weicher, stark absandender, in bunter Nagelfluh der untersten Pfingstbodenschichten östlich der Urnäsch eingeschlossener Sandstein von 0,3 mm mittlerer Korngrösse der Quarze und 43 % Karbonatgehalt neben zahlreichen roten Hornsteinen und rötlichen Feldspäten aus sehr vielen Körnern eines offenbar etwas zersetzten grünlichen Plagioklases, wodurch das Gestein eine charakteristische, rötlich-graue Färbung erhält. Allgemein wird die grünliche Farbe der quarzreichen Sandsteine wenigstens teilweise auf diese Plagioklase zurückzuführen sein.

d) Granitischer Sandstein

Wie aus den Detailbeschreibungen hervorgeht, treten granitische Sandsteinbänke innerhalb der Kronbergzone s. l. in erster Linie in den Ebnaterschichten auf. Innerhalb derselben sind sie nach oben hin undeutlich angehäuft, in ca. 5—10 Bänken mit einer Gesamtmächtigkeit von 15—40 m entwickelt. Gegen Osten scheint sich Mächtigkeit und Anzahl der Bänke leicht zu reduzieren. Auch in der Kronbergzone s. str. fehlen granitische Sandsteinbänke nicht ganz. So sichtete ich in den Krummenauerschichten nördlich Krummenau zwei Bänke typischen grauen Sandsteins; es ist klar, dass dieselben mit den benachbarten, lediglich metamorphe kristalline Gerölle führenden Nagelfluhen genetisch nicht in näherem Zusammenhang stehen können.

Die mitunter mit Kalksandstein wechsellagernden granitischen Sandsteinbänke der Ebnaterschichten und der untersten Wintersbergzone sind vorwiegend weiche, absandende blaugraue Typen mit zahlreichen roten Feldspatkörnchen und im allgemeinen von gleichem Aussehen wie die meisten granitischen Sandsteine des Aquitans. Daneben kommen weniger typische, zu den Kalksandsteinen überleitende Gesteine vor, bei welchen sich die Bezeichnung «granitischer Sandstein» lediglich wegen ihrer hohen Porosität und geringeren Verbandsfestigkeit aufdrängt.

So steht an der Strasse Urnäsch–Rossfall südlich der Dürrenbachmündung ein kreuzgeschichteter, grobkörniger Sandstein an, der durch hohen Karbonatgehalt (51—65 %) mit vielen Kalksandsteinen übereinstimmt, aber als granitischer Sandstein gelten muss wegen seines Gehaltes an grossen roten Feldspatkörnern (im Dünnschliff erkennt man neben perthitischen Orthoklasen auch Oligoklas-Albit und Mikroklin) und vor allem wegen der hohen Porosität.

Das Vorkommen zahlreicher granitischer Sandsteinbänke in den Ebnaterschichten der Kronbergzone zwischen Necker und Linth war bisher nicht bekannt. Dagegen signalisiert sie Ludwig (Lit. 120, p. 89) von zahlreichen Stellen nördlich unter Kronberg, Petersalp und Hochalp sowie bei Dürrenbach an der Urnäsch, ebenso Ochsner (Lit. 137, p. 650) aus dem Wäggitalgebiet, wo nach diesem Autor die granitische sandsteinführende Zone nach Westen hin rasch an Mächtigkeit zunimmt.

Die Anwesenheit granitischen Sandsteins im Stampien der Kronbergzone s. l. (und im Stampien der Gäbriszone s. l., vgl. p. 17 und z. B. Lit. 92) ist nicht leicht verständlich; die endgültige Abklärung dieses Problems erfordert eingehende Spezialstudien.

Vielleicht kann dieser granitische Sandstein z. T. von der Nagelfluh des Speer-Schuttfächers abgeleitet werden. Wie später noch ausgeführt wird, enthält nämlich die Kalknagelfluh der Speerschuppe besonders in ihren oberen Teilen, vor allem im Flybachgebiet, d. h. in einem am ehesten den unteren Ebnaterschichten angehörigen Horizont, einen merklichen Prozentsatz an kristallinen Geröllen

(rötliche Granite, Gneise usw.). Überdies sind die wahrscheinlichen Nagelfluhäquivalente der oberen Ebnaterschichten, welch letztere die meisten Bänke granitischen Sandsteins enthalten, in der Speerschuppe grösstenteils nicht mehr vorhanden. Beobachtungen verschiedener Forscher zeigen (u. a. Renz, Lit. 139), dass der granitische Sandstein aus relativ wenig bunten Nagelfluhen entstehen kann, dass anderseits stark bunte Nagelfluhen nicht unbedingt einen typischen granitischen Sandstein liefern müssen z. B. Hörnli-Schuttfächer). Die für die granitischen Sandsteine typische teilweise Auswaschung der Karbonat-Bindemasse dürfte nur unter gewissen paläogeographischen Bedingungen stattgefunden haben.

Eine zweite Möglichkeit der Herkunft des stampischen granitischen Sandsteins der Kronbergzone ist zwar auf den ersten Blick weniger wahrscheinlich, aber sicher ebenfalls in Betracht zu ziehen; nämlich, dass er mit der bunten Riginagelfluh in genetischem Zusammenhang steht. Bekanntlich hat Ochsner (Lit. 137, p. 652) die in der westlichen Fortsetzung der Kronbergzone s. l. gelegenen Vorkommen stampischen granitischen Sandsteins im Wäggitalgebiet von der bunten Riginagelfluh abgeleitet. Dort ist gegen W hin eine deutliche Zunahme solcher Bänke und Einschaltung vereinzelter bunter Nagelfluhen vom Rigitypus zu beobachten.

Östlich der Linth ist nun sowohl die vertikale Verbreitung als auch die Häufigkeit der stampischen granitischen Sandsteine (vgl. Taf. IV sowie p. 28 und 35) nicht wesentlich geringer als im Wäggitalgebiet. Trotz der grossen Entfernung ist die Ableitung vom Rigifächer wohl möglich, denn der sicher vom Kronberg-Schuttfächer abzuleitende aquitane granitische Sandstein reicht nach NE hin ebenfalls sehr weit, nämlich in seiner typischen Ausbildung bis nach Oberstaufen (Allgäu).

e) Mergelsandstein

Meist in Bänken von 1 bis einigen Dezimetern, vereinzelt auch in solchen von mehreren Metern Mächtigkeit vorkommende, in der Regel feinkörnige Mergelsandsteine finden sich in der Kronbergzone s. l. fast überall sehr häufig in den Mergeln; manchmal bilden sie auch den oberen Abschluss der Kalksandstein- und Nagelfluhbänke. Eine Ausnahme bilden die Mergel der südlichen Randfazies, die in der Regel nur wenige harte Mergelsandsteinbänke enthalten. In lithologischer Beziehung unterscheiden wir härtere graue, graublaugrünliche und grünlichgelbliche und weichere tonige, meist blaugrünlich und grünlichgelblich gefärbte Typen. Der Gehalt an Glimmer ist nirgends gross, der Karbonatgehalt kann bis auf über 60 % steigen, gewöhnlich beträgt er unter 50 %.

4. Mergel

Auf eingehende Mergeluntersuchungen (Schlämmanalysen usw.) musste in dieser Arbeit verzichtet werden; wir begnügen uns mit einer kurzen Beschreibung der wichtigsten Mergeltypen:

a) Graugrünlich-graubräunliche tonig-sandige Mergel

Zusammen mit Typ *b* häufigster Mergeltyp in den Ebnaterschichten, in den Wintersbergschichten und in den unteren Teilen der Kronbergzone s. str. Es handelt sich um einen feinkörnigen, glimmerarmen, graugrünlichen, bräunlichgelb verwitternden Mergel mit bräunlichgelben Oxydationsbelägen auf Klüften und Schichtfugen und meist deutlich erkennbarer Schichtung. Die einzelnen Schichtfugen folgen sich oft in Abständen von 0,5 bis über 10 cm. Häufig eingeschaltet sind bis über 1 dm dicke, grünliche Mergelsandsteine mit Übergängen zu feinkörnigen Kalksandsteinen.

b) Gelbbräunlich-bläulichgrünlich gefleckte und gestreifte tonige Mergel

Weniger sandig, schlechter geschichtet und toniger als Typ *a*, mit dem sie jedoch durch Übergänge verbunden sind, mitunter auch hellblaugrau oder neutralgrau getönt. Im Stampien kommen diese Mergel häufig zusammen mit Typus *a* vor; in der Kronbergzone s. str., oft mit intensiv gelber Fleckung, treten sie neben Typ *c* auf.

c) Tiefgelbe und tiefgelb-graublaugrünlich gefleckte und gestreifte tonig-grobsandige Mergel

Dieser Typ stellt sich etwa in den Krummenauerschichten zum erstenmal ein, ist in den Hochalp- und Ennetbühlerschichten und in den Hochfläschli-Pfingstboden-Schichten recht häufig und in der südlichen Randfazies sogar vorherrschend. Diese Mergel sind ausgesprochen tief lehmgelb bis ockergelb, hie und da mit einem Einschlag ins Grünliche, seltener ins Rötliche. Sie brechen uneben knollig bis stengelig, sind fast ungeschichtet und häufig so weich, dass sie sich ohne weiteres zu stark sandigem Lehm zerreiben lassen. Ein Dünnschliff durch einen solchen Mergel zeigt folgende Verhältnisse:

Massenhaft 0,05—0,3 mm grosse eckige Quarze und weniger, aber dafür bis 1 mm grosse, eckige Hornsteine, darunter Radiolarite, schwimmen in einer fast dichten, braunen, limonitischen, z. T. von limonitisierten Pyritansammlungen stark durchsetzten feinkörnigen Grundmasse; diese zeigt z. T. durch konkretionäre Einlagerung von Kalk ein graues, schleierartiges Aussehen. In einem anderen Schliff durch einen feinkörnigeren, stengelig brechenden Mergel liegen neben ca. 25 %, häufig 0,05—0,1 mm grossen, gerundeten Dolomitkörnern in feinkörniger, limonitischer Grundmasse einzelne Markasit-Pyrit-Ansammlungen von unregelmässiger Gestalt.

Nicht selten enthalten diese Mergel Landschneckenreste.

Mergel von ähnlicher Ausbildung sind in der subalpinen Molasse an paläogeographisch analogen Stellen vielfach alleinherrschend. So sind zum Beispiel die Honeggmergel von Haus (Lit. 73, p. 13) nahezu identisch. Ähnlich, nur im allgemeinen etwas feinkörniger, sind insbesondere auch die Mergel der Brendenbach- und der Sommersbergzone SE des Gäbris.

d) Bituminöse und blaugraue Helicidenmergel

Diese schon mehrfach erwähnten Mergel sind besonders charakteristisch für die Kronbergzone s. str., wo sie unvergleichlich viel häufiger sind als z. B. in der Speer-Stockberg-Zone s. l. In annähernd gleicher Häufigkeit kennen wir ähnliche Mergel in der ostschweizerischen Molasse nur aus dem Hörnlifächer und aus Teilen der Gäbriszone s. str. Auch im Stampien der Kronbergzone sind sie öfters anzutreffen, aber lange nicht so häufig wie im Aquitan. Die Ausbildung ist überall eine ähnliche: weich, tonig bis tonigsandig, schwärzlich oder schmutzig graublau oder grüngrau. Meistens führen sie mehr oder weniger reichlich Schnecken (fast ausschliesslich Landschnecken) von überwiegend schlechtem Erhaltungszustand; ausserdem Pyrit-Markasit, vielfach in beträchtlicher Menge und mitunter in Form von Konkretionen. Der Pyritreichtum ähnlicher blaugrauer Mergel aus dem Torton der Thurgauermolasse ist von E. Geiger (Lit. 58) hervorgehoben worden. In einem Schliff durch einen sandigen, helicidenführenden Mergel vom hinteren Rossfall erkennt man viele, oft 0,15, vereinzelt bis 0,5 mm grosse, eckige Quarze, einzelne eckige Hornsteine und rundliche Dolomite vom Hauptdolomittypus, die in einer dunklen, dichten, an Pyrit-Markasit-Ansammlungen reichen Grundmasse schwimmen.

e) Violettrote Mergel («Molasse Rouge»)

Ihre Verbreitung beschränkt sich im wesentlichen auf die Untere Bunte Molasse der Kronbergbasis und der Zone Kronberg-Süd. Es sind meist sehr feinkörnige, tonige, etwas glimmerige Mergel mit Neigung zu Feinschieferung und bröckligem Zerfall. An manchen Orten erscheinen lediglich schwach rötlichbraun gefärbte Mergel als Übergänge zu den Typen *a* und *b*.

5. Kalkkonkretionen

In sämtlichen erwähnten Mergeltypen (vielleicht mit Ausnahme von Typ *d*) treten überall in der Kronbergzone s. l. und stellenweise recht häufig die von Berz (Lit. 21) als Kalkpisolithe bezeichneten, von Kraus (Lit. 101, p. 6) mit Lösskindeln verglichenen, meistens etwa nussgrossen, knolligen Kalkkonkretionen auf. Sie bestehen aus grauem, dichtem, fossilleerem Kalk und enthalten in ihrem Kern unregelmässig gestaltete, mit neugebildetem klarem Calcit ausgefüllte Hohlräume, aber keine Fossilien. Es handelt sich um die gleichen Bildungen, wie sie von verschiedenen Autoren auf dem limnoterrestrischen Stampien (Chattien), insbesondere aus der Molasse Rouge, beschrieben wurden. Die Vorkommen der Kronbergzone erbringen nun den Nachweis, dass sie nicht auf das Stampien beschränkt sind [1].

[1] Kraus hatte sie schon in Lit. 101, p. 60, aus den aquitanen Hochgratschichten (Allgäu) beschrieben.

6. Süsswasserkalk

Süsswasserkalke treten in der Kronbergzone wie überall nur akzessorisch auf, und zwar gibt es sowohl diagenetisch entstandene (konkretionäre) als auch primär sedimentierte Typen. Die ersteren bilden mitunter deutlich aus Kalkkonkretionen zusammengewachsene, bis über 10 cm mächtige, knauerig-bankige Einlagerungen. Hierher ist z. B. zu zählen eine 6 cm mächtige Einlagerung in Mergeln südlich Petersalp (Ennetbühlerschichten). Es handelt sich dabei um einen durch und durch gelblichen, dichten, uneben splittrig-knollig brechenden, harten Kalk. Bei genauerem Zusehen erkennt man, dass er aus etwas mergeligeren, stärker gelblichen Kalkschichten besteht, der von unregelmässigen, anscheinend konkretionären Einlagerungen aus reinem, graubraunem bis gelbgrauem dichtem Kalk durchsetzt ist.

Ein ebenfalls bankig entwickelter, ziemlich dunkelgraubrauner, konkretionärer Kalk von unebenknolligem Bruch und hellgrauer Anwitterung vom Tanzboden (Krummenauerschichten) besteht ebenfalls aus mergeligeren und kalkigeren Anteilen; ein Dünnschliff durch dieses Gestein zeigt folgende Verhältnisse:

Die mergeligeren Partien bestehen zu 5 % aus Quarz- (0,05—0,15 mm) und zu ca. 20—40 % aus Kalk- und Dolomitkomponenten von ähnlicher Grösse und einer feindetritischen bis dichten Kalkmergelzwischenmasse. Die Verkalkungserscheinungen sind von ausgesprochen schlierigem bis konzentrisch-schaligem Habitus, und man denkt bei deren Anblick zuerst an organische Einflüsse (Algen?). Die Verkalkung scheint deutlich von vielen einzelnen Zentren (Kalkkörnchen) ausgegangen zu sein. Das Ganze macht den Eindruck einer «pseudo-onkoidischen», teilweise auch schlierig geflossenen Struktur. Die Quarzkomponenten bleiben in den verkalkten Partien «unverdaut» zurück. Vorzugsweise um die «Onkoide» herum und zwischen denselben haben sich unregelmässige Pyritansammlungen gebildet.

Diagenetisch entstandene Süsswasserkalke von durchaus ähnlichem Aussehen wurden kürzlich von Haus (Lit. 73, p. 41) aus dem limnoterrestrischen Burdigalien des oberen Emmentals beschrieben. Möglicherweise gehört auch der von demselben Autor erwähnte Süsswasserkalk aus der stampischen Honeggserie (Lit. 73, p. 12) in die gleiche Kategorie. Eine analoge Bildung beschreibt auch Kraus (Lit. 101, p. 160) aus den aquitanen Hochgratschichten (Allgäu), und Douxami (Lit. 45, p. 6) zitiert sie nach Necker aus der Molasse Rouge des Genferbeckens. Wir beobachteten sie ausser in der Kronbergzone besonders auch im Chattien der Kräzerlischuppe.

Primär entstandener Süsswasserkalk tritt uns in der gewohnten Form bituminöser, fossilführender Stinkkalkbänkchen an mehreren Orten entgegen. Die schönste, mehrere Dezimeter dicke und auf über 300 m verfolgbare Bank (ausser den das Kohlenflöz von Rufi begleitenden) fand sich in den Wintersbergschichten östlich von Abschlagenhöhe (Steintalgebiet).

Dieser Kalk ist dunkelgrau, mit breiter, brauner Oxydationszone versehen, und hellgrauer Anwitterungsfarbe, sehr zäh und von unebenem Bruch. An Fossilresten erkennt man darin: *Heliciden*(?) -reste, daneben häufige, sehr kleine *Bivalven* und *Limnaea sp.*

7. Kohle

In der Kronbergzone ist Kohle — in der Regel mit bituminösem Süsswasserkalk verknüpft — schon an verschiedenen Stellen gefunden worden. Ausser dem zur Zone Kronberg-Süd gehörigen, gegenwärtig wieder ausgebeuteten Flöz von Rufi kennen wir aus der Literatur (Gutzwiller, Lit. 62, p. 40) ein Kohlenvorkommen beim Schrennli bei Neu-St. Johann (Hochalpschichten), auf welches lange Zeit ohne Erfolg gegraben wurde. In ähnlichem stratigraphischem Niveau steht N Alp Oberhelchen (Profil 4) Kohle, stark mit Stinkkalk vermischt und anscheinend auf mehrere hundert Meter verfolgbar, an. Sie wurde in jüngster Zeit zur Feststellung der Abbauwürdigkeit an mehreren Stellen erschürft. Deutliche Spuren weiterer ähnlicher Vorkommen fanden wir zum Beispiel im Fischeggbach NW Rossfall (Krummenauerschichten), in ähnlichem Niveau im Lütisbach bei Halden nördlich Krummenau und im mittleren Horlacherwald E Tanzboden (Zone Kronberg-Süd).

8. Schwereminerallführung

(Vgl. auch p. 151, sowie Tabellen 9—13, p. 161—164, und 15—17, p. 165—166)

a) Chattien (limnoterrestrisches Stampien)

In der groben Fraktion (0,1—0,2 mm) finden wir eine Granat-Turmalin-Staurolith-Erz-Kombination mit sporadischem und seltenem Epidot. Der Turmalinanteil ist mit 6—28 % (oft um 15 %) deutlich

höher als im Aquitan; er liegt ungefähr gleich hoch wie in der groben Fraktion des Chattiens der Speerzone. Die kleine Fraktion (unter 0,1 mm) zeigt eine Granat-Zirkon-Turmalin-Staurolith-Kombination. Der Turmalinanteil (2—13 %, oft um 7 %) liegt ebenfalls wieder höher als im Aquitan und auf ca. gleicher Höhe wie im Chattien der Speerschuppe. In beiden Fraktionen hält sich Staurolith mit durchschnittlich unter 10 % ungefähr auf gleicher Höhe wie im Chattien der Kräzerlizone; die Werte des Kronbergaquitaniens erreicht er nur in wenigen Fällen. Epidot tritt nur sehr sporadisch und vereinzelt in geringer Anzahl auf, ebenso Zoisit. Magnetit schwankt zwischen 0 und 19 %, Pyrit ist nicht immer vorhanden. Chlorit tritt bezeichnenderweise nur in der Probe 1 (grober granitischer Sandstein stampischen Alters) in wesentlicher Menge auf.

b) Aquitan

Die grobe Fraktion besteht aus einer Granat-Staurolith-Turmalin-Erz-Kombination. Der Turmalingehalt liegt mit 4—9 % deutlich unter dem des Chattiens der Kronbergzone und der Stockbergzone. Dass es sich hierbei um eine wirklich im Mittel schwächere Beteiligung dieses Minerals handelt, zeigt der Umstand, dass auch in den Schichten, in denen die Staurolithführung nicht besonders hoch ist, der Turmalingehalt wesentlich niedriger ist. Der Nachweis eines oft sehr hohen Staurolithgehaltes (in beiden Fraktionen bis über 30 %, maximal 40 %) bildet wohl das auffälligste Ergebnis meiner Untersuchungen. Ähnlich hohe Staurolithwerte waren bisher aus dem schweizerischen Molassegebiet nicht bekannt, und in der ausserschweizerischen Molasse werden sie einzig in der Unteren Bunten Molasse der Murnauermulde (Chattien, Bayern) überschritten (Lit. 2, Andrée, p. 87). Beim Vergleich unserer Proben mit den im allgemeinen viel staurolithärmeren aus dem Aquitanien der östlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse (Renz, Lit. 139) müssen wir daran denken, dass auch unsere fünf, aus dem östlichen Teil der Kronbergzone (Weissbachgebiet) stammenden Proben einen Staurolithgehalt von unter 10 % aufweisen. Erst weitere Untersuchungen im Gebiete der westlichen Gäbriszone und der vorgelagerten Zone des granitischen Sandsteins können dartun, ob Staurolith als «Leitmineral» für einen grösseren Teil der aquitanen Molasse der Ostschweiz gelten kann. Möglicherweise wird dadurch auch ein weiterer Beitrag zur Aufhellung der Herkunftsbeziehungen des granitischen Sandsteins geliefert. Die Epidotführung ist auch im Aquitanien der Kronbergzone nur eine sporadische und geringe. Nur in einem Fall (Urnäschquerschnitt, Nr. 11: quarzreicher Arkosesandstein, Linse in bunter Nagelfluh mit Grüngesteingeröllen) schnellt der Epidotgehalt offenbar als Folge des Zerfalls benachbarter epidotreicher Gerölle auf 48 % in der groben und 35 % in der feinen Fraktion hinauf. Unser Aquitan zeigt somit bezüglich des Epidotes ähnliche Verhältnisse wie dasjenige der östlichen Gäbriszone und der dortigen granitischen Molasse (Renz, Lit. 139, p. 114). Zoisit scheint sich ähnlich zu verhalten wie Epidot, er tritt nur vereinzelt, aber mitunter in sehr grosser Menge auf. In bezug auf den Magnetitgehalt ist zu sagen, dass dieses Mineral insbesondere in der kleinen Fraktion im ganzen höhere Werte (oft um 25 % der ganzen Probe) erreicht als im Chattien der Kronbergzone und teilweise auch im Chattien der Kräzerli- und Stockbergschuppe. Pyrit fand sich hauptsächlich in aquitanen Sandsteinen des Thurgebietes, wo er jedoch nicht die extrem hohen Werte erreicht, wie im Chattien der Kräzerli- und Speerschuppe. Chlorit schwankt — wie auch in anderen Gebieten der ostschweizerischen Molasse — ebenfalls sehr stark. Verglichen mit dem Aquitan der Hohen Rone (Kleiber, Lit. 94, p. 428) ist die Chloritführung im ganzen recht mässig, was zweifellos mit dem geringeren Gehalt der Kronbergnagelfluh an kristallinen Geröllen zusammenhängt. Wie alle glimmerartigen Mineralien erscheint Chlorit hauptsächlich in der groben Fraktion.

C. Tektonik

B. Studer (Lit. 169, p. 364) und F. J. Kaufmann (Lit. 89) betrachteten alle Nagelfluhen der ostschweizerischen subalpinen Molasse südlich der Gäbriszone als eine tektonische Einheit und verglichen sie mit der Riginagelfluh. Insbesondere soll nach Kaufmann die heutige Kronbergzone s. str. (Zone III *b* auf Tafel I) der bunten Riginagelfluh entsprechen. Nördlich der Kronbergzone s. str. unterschied schon Kaufmann (Lit. 89) auf Grund lediglich kursorischer Begehungen im westlichen Regelsteingebiet zwei offene Antiklinalen mit senkrechten Kernschichten; deren südöstliche zieht nach ihm zur Breitenau (Profil 24) hinauf und soll dann östlich der Thur bei Mistelegg am Necker wieder zu erkennen sein.

Als erster erkannte Gutzwiller, dass Kronbergzone und Speerzone tektonisch getrennt sind (Lit. 62); zwischen den beiden Nagelfluhzonen glaubt er, wenn auch nicht überall mit Deutlichkeit, eine Synklinale («südliche Synklinale») und eine Antiklinale («südliche Antiklinale») zu erkennen.

Eine Schubfläche («Diskordanzüberschiebung») am Südrand der Kronbergzone längs einer Linie Maseltrangen–Nesslau wurde erstmals von Arn. Heim (Lit. 79, p. 634) vermutet.

Am Nordrand der Kronbergzone nahm zuerst R. Staub (Lit. 75) etwa an Stelle der Kaufmannschen Antiklinale Breitenau-Mistelegg eine Aufschiebung an. Über den genauen Verlauf derselben war man bisher noch nicht orientiert; die von Renz (Lit. 140) vertretene Auffassung über ihren Verlauf muss heute eine nicht unwesentliche Korrektur erfahren (vgl. folgenden Abschnitt).

1. Die basale Aufschiebung (A_2 auf Tafel I und Profilen)

Wie oben bereits erwähnt, glaubte schon F. J. Kaufmann (Lit. 89) am Nordrand der Kronbergzone eine Antiklinale feststellen zu können. Die bisherige Auffassung über den Verlauf der steilgestellten Kernschichten resp. der Kernstörungen dieser von Rollier 1911 (Lit. 150) A_2 genannten Antiklinale gründet sich im wesentlichen auf die Karte Gutzwillers (Lit. 185). Danach soll diese tektonische Linie (von Gutzwiller «mittlere Antiklinale» genannt) durch das Steinenbachtobel S Rieden (vgl. Tafel II und Profil 25) ziehen. Im Thurgebiet ist sie nicht eingezeichnet, dagegen wieder im Neckertal bei Mistelegg, von wo aus sie als gerade Linie südlich an Urnäsch vorbei gegen Appenzell hin eingetragen ist. Aus dem zu dieser Karte gehörigen Text (Lit. 62) geht hervor, dass Gutzwiller die Antiklinale A_2 östlich des Neckers als gesichert betrachtete; dagegen beruht die oben genannte Eintragung im Gebiete des Steinenbachtobels S Rieden auf der Annahme, dass der geologische Antiklinalkern mitten in der einheitlich ca. 60° SSE-fallenden Serie dieses Gebietes verlaufe, dass also die betr. Serie gedoppelt sei und das Gewölbe einseitig nach NNW überliege; antiklinal gestellte Schichten hat Gutzwiller dort nicht gefunden. Die ausgezeichneten Beobachtungen F. J. Kaufmanns (Lit. 89), dass etwa 1,5 km weiter NNW, d. h. nördlich der Ortschaft Rieden, antiklinalgestellte Schichten sichtbar sind, hat Gutzwiller nicht beachtet. Auch am Necker (vgl. Tafel II und Profil 15) verläuft nach Gutzwiller die geologische Antiklinalachse mehr als einen Kilometer südlich von der geometrischen, nämlich in der Gegend von Mistelegg, wo auf steil SSE-fallende Schichten weiter südlich etwas flacher SSE-fallende Schichten folgen (vgl. Gutzwiller, Lit. 62, p. 63). Von den späteren Autoren hielt sich C. Schmidt (Lit. 157, p. 10) in seiner Veröffentlichung über die Umgebung des Rickentunnels etwa an die Kaufmannsche Darstellung der tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes. Cadisch (Lit. 139, p. 222 ff.) lässt dann die von Kaufmann erkannte Antiklinale Rieden–Breitenau (vgl. oben) östlich Ebnat unter eine Aufschiebung untertauchen, die er auf dem Übersichtskärtchen dieser Publikation ihrerseits in die bisherige Antiklinalachse A_2 Gutzwillers nach ENE weiterziehen lässt. Ochsner (Lit. 137, p. 653) glaubt die Fortsetzung seiner Spreitenbachaufschiebung des Wäggitalgebietes im Tobel des Kaltbrunnerdorfbaches (vgl. Tafel II N Rieden) wieder zu erkennen. Hinsichtlich der weiteren östlichen Fortsetzung dieser Linie beruft sich Ochsner auf Baumberger; dieser Autor (Lit. 6, p. 192) sowie auch Kesseli (Lit. 92, p. 153) hatten 1925 die bisherige A_2-Linie («mittlere Antiklinale» Gutzwillers, vgl. oben) in Anlehnung an R. Staub (Lit. 75) in eine Überschiebung umgedeutet. Dieselbe würde also aus der Gegend der Breitenau (Profil 24) quer über das Thurtal ziehen und dann den Necker bei Mistelegg (Profil 15) erreichen und weiterhin südlich an Urnäsch vorbei gegen Appenzell hin verlaufen.

Demgegenüber hatte Ludwig bis zuletzt an der Gutzwillerschen Auffassung einer nach NNW überliegenden, zusammengepressten Antiklinale festgehalten. Lediglich 1930 (Lit. 121) verlegt er im Gebiet beidseits der Urnäsch den Antiklinalkern etwas weiter nach N. Auch Renz (Lit. 140) schliesst sich in seinen Profilen und dem Übersichtskärtchen zu der Arbeit «Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein» weitgehend der Gutzwillerschen Auffassung an. Renz betrachtet danach (Lit. 140, p. 143) die A_2 als steil nach NNW überliegende, in sich verstellte Antiklinale. Im Antiklinalkern vermutet er eine Aufschiebung eher sekundärer Natur. Auf dem genannten Übersichtskärtchen ist diese Aufschiebung ganz auf der Grundlage der Gutzwillerschen Karte (Lit. 185) eingezeichnet; lediglich das auf jener Karte nicht eingetragene Verbindungsstück im Thurgebiet ist ergänzt. Ein direkter Zusammenhang zwischen der Antiklinale bei Rieden–Breitenau im W und der Antiklinale A_2 des appenzellischen Gebietes wird damit auch von Renz angenommen.

Im W weicht die Renzsche Darstellung von der Ochsnerschen (Lit. 137) dadurch ab, dass weniger die Antiklinale (die nach Ochsner weiter nördlich, im Tobel des Kaltbrunnerdorfbaches verläuft) als die nördlich benachbarte Synklinale in eine Aufschiebung umgedeutet wird. Diese letztere soll sich nach ENE hin in die Kernstörungen der Synklinale S_1 und in die «Stossaufschiebung» fortsetzen. Es wurde bereits im Kapitel «Gäbriszone s. l.» der vorliegenden Arbeit gezeigt, dass diese letztere Annahme unrichtig ist; auch aus Tafeln II und I kann entnommen werden, dass zwischen der Synklinale S_1 mit ihren Kernstörungen und der Synklinale des Kaltbrunnerdorfbaches (Giegenbach-Synklinale, GS auf Tafeln II und IV) kein Zusammenhang besteht.

Meine Aufnahmen führten im wesentlichen zu folgenden Ergebnissen:

1. Zwischen den steil NNW-fallenden bis senkrechtgestellten Schichten der Zone Gäbris-Süd (II *e* und II *f* auf Tafel I) und den sehr steil SSE-fallenden Schichten des nördlichsten Teils der Kronbergzone (nördlicher Teil der Zone III *a* auf Tafel I) liegt eine schmale Zone fast senkrecht gelagerter, von zahlreichen steilen Scherflächen, Ruschelzonen und einzelnen sekundären Antiklinalbiegungen durchsetzter Gesteine. Es sind die ältesten Schichten der Kronbergzone (vgl. p. 33). An ihrem Nordrand liegt die viel-

leicht aus mehreren dicht benachbarten Schubflächen bestehende basale Aufschiebung der Kronbergzone. Sie verläuft knapp nördlich der erwähnten sekundären Antiklinalstörungen und fällt ausserordentlich steil, etwa mit 85°, nach SSE ein. Da, wie eben beschrieben, die Serien beidseits dieser Linie zueinander antiklinalgestellt sind und die genannte Aufschiebung etwa im Kern dieser offenen Antiklinale verläuft, so nennen wir sie «Kernaufschiebung der zweiten Antiklinale» (A_2 auf Tafeln II und IV). Es kann als wahrscheinlich angenommen werden, dass die A_2 aus einem Scheitelbruch enstanden ist. Ihr ausserordentlich steiles SSE-Fallen dürfte bei der Anpressung der Kronbergzone während einer letzten Schubphase entstanden sein; als wahrscheinlichstes primäres SSE-Fallen möchte ich ca. 60° annehmen.

2. Wie aus Tafel II zu entnehmen ist, und wie auch Tafel I zeigt, deckt sich der Verlauf unserer Aufschiebung A_2 keineswegs mit dem bisher angenommenen. Zwischen Weissbach (Kronbach) und Urnäsch liegt diese tektonische Linie etwas über 1 km nördlich der Antiklinallinie A_2, wie sie von Gutzwiller auf seiner Karte (Lit. 185) eingezeichnet worden war. Westlich der Urnäsch ist die Differenz noch grösser; im Neckergebiet zieht unsere Aufschiebung A_2 fast genau dort durch, wo nach der Gutzwillerschen Karte die Synklinallinie S_1 und nach der Renzschen Übersichtskarte die «Stossaufschiebung» durchzieht. Im Thur- und im Regelsteingebiet verläuft unsere A_2 dort, wo nach bisheriger Auffassung die «nördliche Hauptantiklinale» (A_1) lag. Wie schon im Kapitel «Gäbriszone s. l.» (vgl. p. 22) gezeigt wurde und wie aus Tafel II ohne weiteres zu entnehmen ist, hört die Zone der nördlichen Antiklinale (A_1) im Neckergebiet auf; weiter westlich wird aus der Hauptkernstörung A_1 eine sekundäre Schubfläche innerhalb des Nordflügels der A_2.

Die neue Lokalisierung der Aufschiebung A_2 gründet sich auf zahlreiche Einzelbeobachtungen. Überall gelang der Nachweis, dass die steil SSE-fallenden Schichten, die nach bisheriger Auffassung im Necker- und Urnäschgebiet den überkippten NNW-Flügel der zweiten Antiklinale bildeten, sich in Wirklichkeit in normaler (nicht überkippter) Position befinden und damit nicht nördlich der geologischen Antiklinallinie, sondern bereits südlich derselben liegen. Was bisher in diesem Gebiete als antiklinale Schichtstellung gedeutet worden war — nämlich die Abnahme des sehr steilen SSE-Fallens in weniger steiles SSE-Fallen z. B. bei Mistelegg im Neckertal —, ist heute als sekundäre Aufschiebung innerhalb einer einheitlichen Serie zu deuten.

Wie bereits erwähnt, liegt unmittelbar südlich der Aufschiebung A_2 eine schmale Zone besonders stark gestörter, steilgestellter Schichten. Dieselben sind z. B. gut entblösst im Neckertobel und dessen kleinen Seitentöbeln in der Umgebung von Gschwand (vgl. Tafel I). So liegen z. B. in dem kleinen westlichen Seitentobel, das N Gschwand bei Koord. ca. 732,06/239,14 in den Necker mündet, zwischen 860 und 900 m Höhe (vgl. S. A.-Blatt 234 Kappel), 75—80° SSE-fallende, oft stark gequetschte, bunte Mergel. Diese zeigen spindelförmige Scherlinge von Mergelsandstein und mittelsteil N-fallende, S-förmige Gleitflächen, auf denen senkrechtstehende Rutschharnische zu sehen sind. Auf der Südseite dieses Tobels ist an der Fahrstrasse Hemberg–Mistelegg eine unvollständige, enge, sekundäre Antiklinalbiegung aufgeschlossen. Ihr flach S-fallender Südflügel stösst nach S hin an stark zerscherte, steil NNW- und SSE-fallende bunte Mergel. Etwas weiter südlich ist antiklinale und synklinale Schichtstellung ähnlicher Art in z. T. im Streichen stark abgedrehten Bänken am Necker selbst zu beobachten.

Durchaus ähnliche Verhältnisse können wir auch im Tobel W Mittler- und Unter-Lauftegg E der Urnäsch (Haumöslitobel, vgl. Tafel II) studieren. Auch hier dürfte die Aufschiebung A_2 unmittelbar südlich der steilgestellten und selbst wieder von Störungen durchsetzten aquitanen Nagelfluhen der Zone Gärbis-Süd liegen. Südlich an die Aufschiebung schliesst sich hier eine gegen 500 m breite, von zahlreichen, unübersichtlichen Störungen durchsetzte Zone generell sehr steil SSE-fallender Mergel- und Kalksandsteinschichten. Von besonderem Interesse sind Stellen, wo Kalksandsteinbänke im Streichen bogenförmig abgedreht sind, an die sich dann gegen SSE zu plötzlich wieder normal ENE-streichende Bänke anschliessen. In die gleiche basale Störungszone gehören auch die beiden W benachbarten, antiklinalartigen Verstellungen am NW-Hang der Osteregg (vgl. Tafeln II und IV, Profil 9); schon Kaufmann (nicht aber Gutzwiller) waren hier nordfallende Schichten bekannt (Lit. 89, p. 104).

Auch im Thurgebiet wurden in der Nähe der Aufschiebung A_2 an mehreren Stellen sekundäre Antiklinalbiegungen und meist sehr steil SSE-fallende bis senkrecht gelagerte, stark gequetschte und zerscherte Mergel angetroffen, so im südlichen Ast des Gehrenbachtobels S Gielen (vgl. p. 27, Tafel II, und Profil 18) und in dem ebenfalls schon p. 27 erwähnten Tobel, das von einer Stelle ca. 550 m N des Dorfkerns von Kappel aus in ENE-Richtung zieht.

N des Regelsteins gelangt die Aufschiebung A_2 in unmittelbare Nähe der Randunterschiebung (vgl. Tafel II). Leider genügen die wenigen Aufschlüsse nicht, um abzuklären, in welcher Weise sich diese

beiden tektonischen Flächen gegenseitig beeinflussen. Auf Grund meiner Aufnahmen halte ich es jedoch für wahrscheinlich, dass die tektonischen Bewegungen längs der Randunterschiebung länger angedauert haben; demgemäss wäre zu erwarten, dass diese letztere — wenn auch vielleicht erst über der jetzigen Geländeoberfläche — die Aufschiebung A_2 überschneiden würde.

Zum Schlusse soll noch die Frage des Aufschiebungsbetrages der A_2 erörtert werden.

E des Neckers, wo Aquitan der Zone Kronberg-Süd direkt an Untere Bunte Molasse (Stampien) der Kronbergzone stösst, beträgt er mindestens 3000 m. Um diesen Betrag wäre also die Kronbergzone längs der — wahrscheinlich in mehrere eng benachbarte Flächen sich aufteilenden — basalen Aufschiebung gehoben. Wie aus Tafel II leicht entnommen werden kann, ist der Aufschiebungsbetrag im Thurgebiet, wo beidseits der Aufschiebung Stampien liegt, wesentlich geringer. Schon bei der Besprechung der Gäbriszone, p. 24, wurde erwähnt, dass die dortige, nördlich der A_2 liegende, generell steil NNW-fallende Stampienserie von sekundären Schubflächen durchsetzt ist. Dieser Umstand verunmöglicht eine genauere Beurteilung des Aufschiebungsbetrages in diesem Gebiet. Es ist wohl möglich, dass hier wie auch NW des Regelsteins die eigentliche Kernstörung (A_2) nicht bedeutender ist als benachbarte, «sekundäre» Schubflächen nördlich und südlich von ihr.

2. Die sekundären Schubflächen in den Ebnaterschichten der Kronbergbasis

Im nördlichen Teil der Stampienbasis der Kronbergzone (Zone III *a* auf Tafel I) sind überall im Untersuchungsgebiet, d. h. vom N-Hang des Regelsteins (Profil 24) an bis ins Gebiet ESE Urnäsch, sowohl in den mittleren wie auch den unteren Ebnaterschichten mehrere sekundäre Schubflächen festzustellen (vgl. auch Tafeln II, IV und I, wo einige von diesen Schubflächen so gut als möglich eingezeichnet sind). Die meisten von diesen Flächen fallen 55° bis 70° nach SSE ein. Viele von ihnen sind wohl als leichte Aufschiebungen zu charakterisieren, d. h. etwas ältere Ebnaterschichten sind auf um weniges jüngere aufgeschoben. Die Beobachtung ergibt, dass keine von diesen, wohl während der jüngsten tektonischen Phase entstandenen Flächen regionales Ausmass besitzt, sondern dass es sich um Gleitflächen handelt, welche sich im Streichen ablösen. Bei den meisten von diesen tektonischen Flächen scheint überdies die tektonische Verstellung nach Art von Differentialbewegungen auf eine ganze Anzahl eng benachbarter Schichten verteilt zu sein. Manches spricht dafür, dass einige dieser Gleitflächen in einem topographisch höher gelegenen, heute infolge junger Erosion abgetragenen Niveau eine gewisse Akzentuierung erfahren haben dürften.

Beidseits der Thur, zwischen Ebnat und Kappel, wären etwa folgende Verstellungen zu nennen: Im Tobel S Gantenwald, das gerade gegenüber Kappel in das Thurtal ausmündet (vgl. Tafel II) ist nach N hin eine Zunahme des Schichtfallens bis auf ca. 75° zu konstatieren (vgl. auch Tafeln IV und III). Es handelt sich hier wohl um eine Anpressung, verbunden mit leichter Aufschiebung. Auf der östlichen Seite der Thur ist, etwa in der Fortsetzung dieser Störung im Tobel bei Rudlen (vgl. Tafel II) eine ähnliche Störung zu beobachten. Auch hier dürfte zur Hauptsache Verdrückung, verbunden mit leichter Aufschiebung, vorliegen.

Im Neckertal liegt eine der auffälligsten Verstellungen dieser Art in etwas höherem stratigraphischem Niveau bei Mistelegg (vgl. Tafel II und Profil 15); sie lässt sich nach ENE hin bis in die Gegend des Rötelbaches weiterverfolgen. Es handelt sich dabei um die schon F. J. Kaufmann und A. Gutzwiller bekannte, ziemlich plötzliche Abnahme des Schichtfallens gegen SSE hin. Eine 65—75° SSE-fallende Mergel-Kalksandsteinserie stösst hier nach SSE hin an eine nur 50—55° SSE-fallende, sonst ähnliche Schichtfolge; dies verleitete Gutzwiller seinerzeit dazu, hier den Kern seiner zweiten Antiklinale anzunehmen (vgl. p. 78). Bei näherem Zusehen zeigt sich, dass nicht eine einheitliche Aufschiebung, sondern mehrere benachbarte Gleitflächen vorliegen; immerhin dürfte sich für dieses auffällige Lokalphänomen die Bezeichnung Misteleggaufschiebung rechtfertigen.

Beidseits der Urnäsch lassen sich ähnliche Erscheinungen in wiederum etwas anderen Niveaus feststellen. Auch am Weissbach (Kronbach) und seinem südöstlichen, von Gschwend (vgl. Tafel II) herkommenden Nebenbach sind unweit S der Vereinigung der beiden Bäche mehrere lokale Schubflächen und Ruschelzonen vorhanden, darunter eine, die wahrscheinlich als Aufschiebung zu deuten ist. Längs dieser Fläche folgen am Weissbach, ca. 450 m SSW der Einmündung des genannten Nebenbaches, auf 65—80° SSE-fallende, von Ruschelzonen durchzogene Schichten bachaufwärts, d. h. nach SSW hin, plötzlich 55—60° fallende.

3. Die Toggenburgerflexur, die Giegenbach-Synklinale (GS) und die Breitenau-Antiklinale (BrA)

Schon auf der Gutzwillerschen Karte 1 : 100 000 (Lit. 185) dringen die Kalknagelfluhen der Wintersbergschichten östlich der Thur mit scharfem Knick weit nach Norden vor. Cadisch (Lit. 37, p. 224) hat diese Erscheinung als Streichflexur gedeutet und als «Ebnaterflexur» bezeichnet. Dieser Autor war der Ansicht, dass die von Kauf-

MANN bei Rieden und Breitenau festgestellte Antiklinale sich in die Gegend des unteren Steintals fortsetze und dort von der flexurartig nach N vorgebogenen Nagelfluhplatte der Wintersbergschichten tektonisch überfahren werde. Auf der tektonisch-stratigraphischen Übersichtskarte von H. RENZ (1937, Lit. 140) kommen die von CADISCH beschriebenen Verhältnisse indessen nicht zum Ausdruck; auch im Text zu dieser Arbeit (p. 144) spricht RENZ nur von einer «auffallenden Scharung» tektonischer Linien im Raume östlich Ebnat. 1938 publizierte ich in einer kleinen vorläufigen Mitteilung weitere Beobachtungen; ich schlug darin (Lit. 66, p. 370) vor, statt einer «Ebnaterflexur» besser von einer «Toggenburgerflexur der Kronbergzone» zu sprechen.

Die geologische Neuaufnahme hat nun ergeben, dass der Verlauf der tektonischen Linien im Gebiet von Ebnat ein etwas anderer ist, als bisher angenommen wurde. Insbesondere liess sich nachweisen, dass die Synklinale des Kaltbrunnerdorfbaches oder Giegenbach-Synklinale (GS auf Tafeln II und IV) nicht mit der Synklinale S_1 des appenzellischen Gebietes in Zusammenhang steht, sondern in den nördlichen Flexurknick der Toggenburgerflexur einmündet; entsprechend geht die südlich benachbarte Breitenau-Antiklinale (BrA auf Tafeln II und IV) nach E hin schliesslich in den südlichen Flexurknick der Toggenburgerflexur über.

Im einzelnen lassen sich diese Verhältnisse wie folgt darstellen. Im SW des Regelsteins, N von Rieden, war schon F. J. KAUFMANN synklinale Schichtstellung bekannt (Lit. 89, p. 97). Wir wollen diese Synklinale, welche dem breiten Einschnitt des vom Kaltbrunnerdorfbaches oder Giegenbaches durchflossenen Giegentobels (vgl. Tafel II) folgt, als Giegenbach-Synklinale (GS auf Tafeln II und IV) bezeichnen. KAUFMANN, GUTZWILLER und die späteren Autoren hielten einen direkten Zusammenhang zwischen dieser Synklinale und der Synklinale S_1 des appenzellischen Gebietes für wahrscheinlich.

Im Giegentobelquerschnitt besteht der Nordflügel der Synklinale aus steil-, gegen den Synklinalkern zu jedoch bedeutend flacher (um 30°) SE-fallenden Mergel- und Kalksandsteinschichten der Ebnaterschichten. Dieselben stossen, soweit es die teilweise mangelhaften Aufschlüsse zu beurteilen gestatten, längs scharfer Grenzen an die normal (d. h. nicht überkippt) steil N-fallenden Schichten des Synklinal-Südflügels.

Weiter gegen ENE zu lässt sich die Giegenbach-Synklinale in ähnlicher Ausbildung über die Wasserscheide Linth–Thur hinweg noch bis in das Gebiet N Rossweid (vgl. Tafel II) verfolgen. Weiter östlich verflacht der Südflügel der Synklinale zusehends (vgl. Profile 21 und 20); eine scharfe Synklinalknickung ist nicht mehr festzustellen. Dafür stellen sich unweit der flachen synklinalen Umbiegung auffällige sekundäre Störungen ein, die den Charakter von Stauchungen besitzen (so z. B. N Büchel; vgl. Profil 20). Auf der ganzen Strecke zwischen Rieden–Gommiswald und Thur hebt sich die Giegenbach-Synklinale mit 30—35° (gemessen am Südflügel nach der HÖFERschen Formel) axial nach ENE hin heraus. Dabei biegen zugleich die Schichten des Südflügels von steilem N-Fallen in flaches NE-Fallen und schliesslich in flaches E-Fallen um. Zudem verschwinden die noch SW und S Ebnat vorhandenen, oben bereits genannten Stauchungen weiter östlich vollständig. So geht die Giegenbach-Synklinale im Raume SE Ebnat nach E hin unmerklich in den nördlichen Streichknick der Toggenburgerflexur über (vgl. hierzu auch Tafel III, auf der die verschiedenen Streichrichtungen eingetragen sind). Dieser Streichknick lässt sich dann weiterhin zum Wintersberg (Profil 17) und, allmählich schwächer werdend, bis in die Gegend N Ennetbühl, ja bis ins Lutherntal selbst, d. h. bis an den Südrand der Kronbergzone, verfolgen (vgl. Tafel III).

Die Aufnahmen haben ergeben, dass im Kern der Giegenbach-Synklinale im westlichen Gebiet, d. h. etwa von Rossweid an westwärts, eine steil SSE-fallende Aufschiebung verläuft. Der Aufschiebungsbetrag scheint sich gegen W zu zu vergrössern, so dass man annehmen kann, dass im oberen Giegentobelgebiet der Südflügel gegen den Nordflügel um 400—500 m herausgehoben ist. Südlich der Kernaufschiebung sind im Giegentobel-Breitenau-Gebiet zahlreiche kleinere Sekundärstörungen festzustellen. Darunter sind neben steilen sekundären Schubflächen und Verdrückungszonen vor allem wieder NW-fallende kleine Längsbrüche mit treppenartig vorgeschobenem Unterflügel zu nennen, d. h. Verstellungen, wie sie ganz ähnlich auch in der Nähe der Kernaufschiebungen A_1 und A_2 angetroffen wurden. Fig. 11 (aufgenommen am Südufer des Giegenbaches oder Kaltbrunnerdorfbaches, ca. 1,3 km N Rieden) zeigt diese Art von Längsbrüchen.

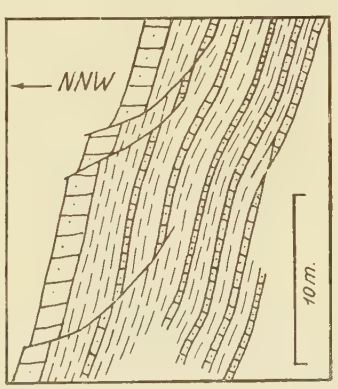


Fig. 11. Tektonisches Detail aus dem Giegentobel: Kleine, N-fallende Längsbrüche

Wir haben nun noch die Breitenau-Antiklinale (BrA auf Tafeln II und IV) gegen E hin zu verfolgen. Im Gebiete der Breitenau selbst (Profil 24) hat dieselbe den Charakter einer typischen, offenen Molasseantiklinale mit saigerer oder sehr steil SSE-fallender Kernstörung. Der von Sekundärstörungen durchsetzte Nordflügel besteht aus steil N-fallenden, der ebenfalls etwas gestörte Südflügel aus steil (meist 60—70°) SE-fallenden Schichten. Geometrische und geologische Antiklinalachse fallen ziemlich genau zusammen; es ist nicht so, wie Gutzwiller (Lit. 62) und Renz (Lit. 140) annahmen, dass der geologische Antiklinalkern, d. h. die ältesten Schichten, erst bedeutend weiter südlich, innerhalb des genannten Komplexes steil SE-fallender Schichten zu suchen sind. Vom Breitenaugebiet aus lässt sich die Breitenau-Antiklinale über Ober-Bächen und Stangen gegen das untere Steintal hin verfolgen. Sie taucht dabei mit 30°, weiter gegen das Steintal zu sogar mit über 40° (berechnet nach der Höferschen Formel) axial nach E hin ab. Im Steintal selbst ist der Antiklinalkern ca. 1,7 km S der Mündung des Steintalerbaches in die Thur prachtvoll erschlossen. Eine wesentliche Kernstörung ist hier nicht mehr festzustellen; im Gegenteil ist hier der Südflügel mit dem Nordflügel durch eine deutlich sichtbare Antiklinalbiegung verbunden. Die 56—70° SSE-fallenden ältesten Schichten des Südflügels biegen innerhalb weniger als 30 m in 40—50° E-Fallen und dann in 60—80° N-Fallen um. Das E-Fallen im Antiklinalkern entspricht dabei dem lokalen Axialgefälle; dieses stimmt somit mit dem oben genannten auf Grund der Höferschen Formel erhaltenen mittleren Axialgefälle annähernd überein. Östlich des unteren Steintals lässt sich die Antiklinalbiegung auch noch S und ESE Schorüti (Sch auf Tafel II) erkennen, zum letztenmal deutlich bei Stofel SW Krummenau. In diesem, bereits zu den Wintersbergschichten gehörigen Gebiete zeigt nur noch ein ganz schmaler, die Antiklinalbiegung im N begleitender Schichtstreifen ein steiles Nordfallen; wenig nördlich biegen die Schichten schon in flaches E-Fallen ein (vgl. Tafel III und Profil 19). Die flach E-fallende, S–N-streichende Nagelfluhplatte Blomberg–Wintersberg ist also nicht auf die nach E untertauchende Breitenau-Antiklinale aufgeschoben, sondern die Nagelfluhschichten machen die Antiklinalbiegung mit. Der Umstand, dass das genannte E-Fallen ein viel flacheres ist als das ostwärtsgerichtete Axialgefälle der Antiklinale, hat zur Folge, dass hier E des Steintals der erwähnte schmale Streifen steil N-fallender Schichten, welcher die Antiklinalbiegung im N begleitet, nach ESE hin immer kürzer und schmäler wird und schliesslich bei Stofel ganz verschwindet. Damit ist zugleich auch die eigentliche Antiklinalbiegung verschwunden; was von der Breitenau-Antiklinale noch übriggeblieben ist, ist nichts anderes als der südliche Streichknick der Toggenburgerflexur. Dieser lässt sich, allmählich abschwächend (vgl. Tafel III), noch bis in die Gegend westlich von Bühl verfolgen. Damit ist also erwiesen, dass die Breitenau-Antiklinale nicht mit der Antiklinale A_2 des appenzellischen Gebietes in Zusammenhang steht, wie dies bisher angenommen wurde, sondern dass sie in den südlichen Streichknick der Toggenburgerflexur übergeht.

Der Übergang der Giegenbach-Synklinale und der Breitenau-Antiklinale in die Toggenburgerflexur ist ein klassisches Beispiel für die alte Erkenntnis F. J. Kaufmanns von der «geringen Faltbarkeit stärkerer Nagelfluhgebilde» (Lit. 89, p. 129 ff.). Die zwischen den Nagelfluhmassen des Speerfächers und des im N des Untersuchungsgebietes gelegenen miozänen Hörnlifächers gelegene Mergel-Sandsteinregion des Regelstein- und Breitenaugebietes war für Faltungen geradezu prädestiniert. Anders lagen die Verhältnisse auf der östlichen Seite des Thurtals. Hier verhinderte die mächtige Entwicklung der aquitanen Kronbergnagelfluhen eine Faltung ähnlicher Art sowohl im Bereiche der aquitanen Kronbergnagelfluhen selbst als auch im nördlich benachbarten Stampien. Das Phänomen, dass sowohl die Giegenbach-Synklinale als auch die Breitenau-Antiklinale mitten in die aquitane Kronbergnagelfluh «hineinzielen», ist bemerkenswert; denn es wäre ja auch denkbar, dass beide tektonischen Flächen nördlich um die Kronbergnagelfluhen «herumgelenkt» worden wären. In diesem Falle hätte sich wohl auch die Toggenburgerflexur der Kronbergzone nicht so scharf ausprägen können. Der tatsächliche Verlauf der genannten tektonischen Linien scheint mir darauf hinzudeuten, dass auch die mächtige Anhäufung der zentralen Speernagelfluhen im Querschnitt Speer–Schorhüttenberg bei der Entstehung der beschriebenen tektonischen Verhältnisse eine aktive Rolle spielte.

4. Die Lagerungsverhältnisse der Kronbergnagelfluhen

a) Westlich des Thurtals

Südwestlich der Breitenau-Antiklinale bilden die Wintersbergschichten und die Reste der Kronbergzone s. str. ein WSW–ENE-streichendes, im allgemeinen 25—50° SSE-fallendes Schichtpaket (vgl. z. B. Tafeln II und III). Zwischen den einzelnen aufeinanderfolgenden Querprofilen bestehen immerhin z. T. recht merkliche Unterschiede (vgl. Tafel IV). So bilden am Benkener Büchel (Profil 28) die Wintersbergschichten eine sehr gut sichtbare, nach N überliegende und 5—10° axial nach ENE eintauchende Synklinale, deren Südflügel steilgestellt und am Südende des Büchels sogar überkippt ist. Diese Synklinale ist unstreitig die Fortsetzung der von Ochsner (Lit. 137, p. 653) von der Pfiffegg und dem Stockberg (Wäggitalgebiet) beschriebenen spitzen Muldenumbiegung.

Nördlich von Maseltrangen (Profil 26) setzen die 35—45° SSE-fallenden Wintersbergschichten ebenfalls zu einer Synklinalbiegung an, wie im Tobel des vorderen Maseltrangerbaches z. B. bei ca. 600 m deutlich festgestellt werden kann. Im Gegensatz zum Benkener Büchel ist der Südflügel dieser Synklinale hier fast vollständig überkippt und von starken tektonischen Verstellungen durchzogen (vgl. Profil 26).

Im Profil des Altwiesstockes (Profil 25) und im Wengibachtal (Profil 24 *a*) ist lediglich der nördliche Ansatz zu der betreffenden Synklinalbiegung vorhanden. Statt dass nun dort die Schichten weiter südlich nach N umbiegen würden, wie eigentlich erwartet werden könnte, sind sie erneut nach S abgeknickt. Dies ist offenbar dem Druck der hier stark nach N vordringenden Schichten der südlich folgenden Schorhüttenbergschuppe zuzuschreiben.

Im westlichen Tanzbodengebiet (Profil 24) stossen die 30—40° SSE-fallenden Wintersbergschichten ohne deutliche Synklinalbiegung unvermittelt an die steilgestellten Schichten der Zone Kronberg-Süd.

Im Querprofil Gubelspitz–Tanzboden–Speer (Profil 23) nimmt das SSE-Fallen der Wintersberg- und Krummenauerschichten von über 40° im N nach S hin auf ca. 30° ab. Dabei treten im engeren Tanzbodengebiet am Südrand der Kronbergzone s. str. Spezialfalten auf (vgl. weiter unten), dagegen wiederum keine Synklinale «grossen Stils» wie am Benkener Büchel.

In den nächsten beiden Profilen (Nr. 23 und Nr. 22) finden wir als Besonderheit eine deutliche lokale Aufschiebung inmitten der Wintersbergschichten. Die 23—26° SE-fallenden Nagelfluhen der Abschlagenhöhe sind hier auf die 45—65° ESE-fallenden nördlich benachbarten Nagelfluhen aufgeschoben. Dieses Phänomen ist vor allem gut zu beobachten am Westhang des Steintales NE der Abschlagenhöhe. Die dortigen Aufschlüsse machen es sehr wahrscheinlich, dass diese Aufschiebung nicht längs einer einzigen Fläche vor sich gegangen ist, sondern dass die tektonischen Verschiebungen sich auf mehrere benachbarte Bewegungsflächen verteilt haben.

Auf der Ostseite des Steintals (Profil 19) fallen die Wintersbergschichten in ihrer Gesamtheit recht steil nach SE ein. In den südlich anschliessenden Krummenauerschichten hält diese Lagerung nicht an; die Krummenauerschichten sind vielmehr zu einer weitgespannten Synklinale verbogen, die nach E flach axial eintaucht und im südlichen Teil von Störungen durchsetzt ist (vgl. p. 86). Das Auftreten dieser Synklinale dürfte mit dem Zurücktreten der Schorhüttenbergschuppe und auch mit dem vermutlichen Fehlen von mächtigen Kronbergnagelfluhen im Hangenden der Krummenauerschichten in diesem Gebiete in Zusammenhang stehen.

b) Östlich des Thurtals

Im engeren Thurgebiet befinden wir uns in der Gegend von Neu-St. Johann noch im Bereiche der zwischen den beiden Flexurknicken der Toggenburgerflexur liegenden, S-N-streichenden und flach E-fallenden Schichten. Die weite Synklinale des Profiles 19 ist verschwunden; lediglich am Südrand der Kronbergzone s. str. ist zwischen Nesslau und Neu-St. Johann eine sekundäre Synklinalbiegung zu konstatieren.

Östlich Ennetbühl beginnt mit dem Einsetzen der Hauptmasse der Kronbergnagelfluhen das recht einförmige Streichen (N 60—69° E in der Kronbergzone s. str., N 68—72° E in der Stampienbasis), das dann die Kronbergzone bis in die Gegend von Appenzell beherrscht. Auch in bezug auf das Schichtfallen stellt sich östlich des Profils 15 allmählich eine ausgesprochene Einförmigkeit ein: Mittelsteiles SSE-

Fallen, das gegen das Hangende zu abnimmt (vgl. Profile). Diese Eintönigkeit in den Lagerungsverhältnissen der zentralen Kronbergnagelfluhen ist ein klares Beispiel für das mechanisch starre Verhalten grosser Nagelfluhanhäufungen.

Dieses starre Verhalten zeigt sich im einzelnen u. a. auch darin, dass gegen den Südrand der Zone zu hier nirgends Ansätze zu Synklinalbiegungen «grösseren Maßstabes» konstatiert werden können; die Abnahme des Schichtfallens gegen das Hangende zu geht östlich von Profil 15 nur zu einem sehr kleinen Teil auf Verbiegung der Schichten zurück, zum weitaus grössten Teil auf Mächtigkeitszunahme einzelner Schichtkomplexe gegen SSE hin.

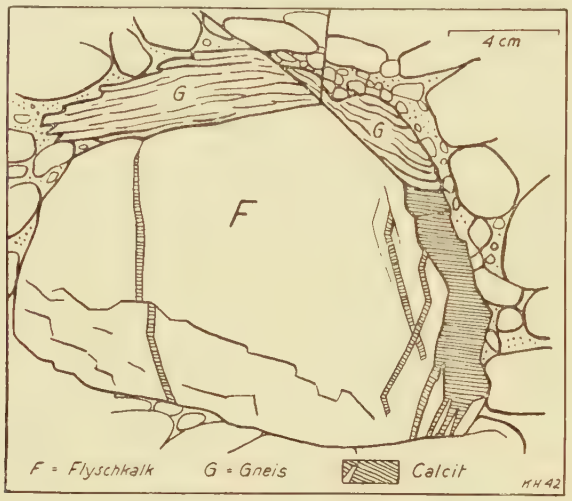


Fig. 12*a*. Mechanische Beanspruchung von Nagelfluhgeröllen im hintersten Neckertobel N des Pfingstbodens. Ansicht von NW

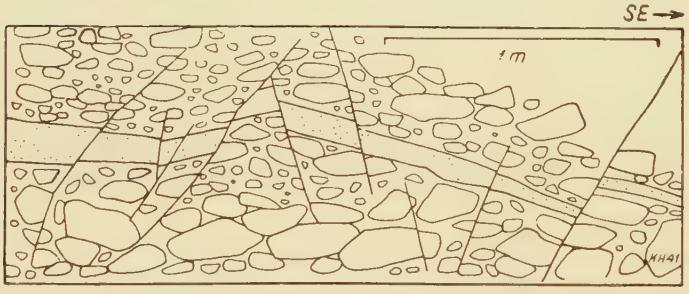


Fig. 12*b*. Detailverwerfungen an Scherflächen. Pfingstboden-Südwestseite. Ansicht von SW

Eine besondere Stellung innerhalb der gesamten Kronbergzone nimmt das zwischen oberstem Necker- und Lutherntal gelegene Pfingstbodengebiet (Profile 10—12) ein.

Schon 1936 wies der Verfasser nach, dass die Kronbergzone dort bis über die Luthern nach S vorspringt. Über die vermutliche Entstehungsweise dieses «Pfingstbodensporns» vergleiche man die Ausführungen am Schlusse dieser Arbeit. An dieser Stelle sei nur kurz auf eine Erscheinung eingetreten, die auf die hohe mechanische Beanspruchung des Pfingstbodennagelfluhgebietes hinweist. Schon von weitem erkennt man an der SSW-Wand des Pfingstbodens, dass die mächtigen Nagelfluhmassen von zwei ausgeprägten, längsstreichenden Scherkluftscharen durchzogen sind (vgl. z. B. Fig. 9, rechts, p. 52). Die Spuren dieser Kluftscharen schneiden sich auf der Querprofilebene unter einem Winkel von ca. 60°, und zwar symmetrisch zur Schichtebene; die Spur der letzteren auf der Querprofilebene ist die Winkelhalbierende des stumpfen Schnittwinkels. Genau dieselbe Erscheinung beobachten wir auch im kleinen, so z. B. im oberen Teil des SW-Abhanges des Pfingstbodens (vgl. Fig. 12*b*). Die Abbildung zeigt eine in die Nagelfluh eingeschaltete kleine Sandsteinschmitze, die längs den oben genannten Scherkluftscharen verworfen ist. Der Verstellungsbetrag beträgt zwar in jedem Falle nur wenige Zentimeter (maximal etwa 20 cm); die Erscheinung illustriert aber deutlich den hohen mechanischen Beanspruchungszustand der scheinbar «unüberwindlich» starren Pfingstbodennagelfluhmasse. In welcher Weise sich dieselbe Erscheinung auch an einzelnen Nagelfluhgeröllen bemerkbar machen kann, zeigt Fig. 12 *a*. Die erwähnten Scherkluftscharen bilden das «Scherkluftsystem 1» von W. Schmidt (Lit. 159). Das Vorherrschen dieses Systems weist darauf hin, dass der Pfingstbodensporn während der Dislokation von drei Seiten mechanisch «in die Zange genommen» wurde, so dass sich eine, wenn auch gemäss der mechanischen Starrheit schwache Tendenz zum Ausweichen nach oben einstellte. Bei mächtigen Nagelfluhen tritt nämlich gewöhnlich, d. h. bei nur einseitiger Druckbeanspruchung, die zugeordnete Druckkluftschar, d. h. die auf der Schichtfläche senkrechtstehende, in der Streichrichtung der Schichten liegende Kluftschar auf Kosten der beiden Scherkluftscharen des Scherkluftsystems 1 viel stärker hervor.

5. Die Quetschzone am Südrand der Kronbergzone (Zone Kronberg-Süd, III c auf Tafel IV)

a) Zwischen Linthebene und Wengibachtal (Profile 24 a—27)

Östlich der Weiler Maseltrangen und Rufi (vgl. Tafel II) erreicht die Quetschzone am Südrand der Kronbergzone ihre grösste Breite. Sie deckt sich hier im wesentlichen mit der schon von Ochsner (Lit. 137, p. 657) festgestellten Steilzone Rufi–Nässibach. Von der nördlich folgenden Stampienbasis der Kronbergzone s. l. (Zone III *a* auf Tafel I) trennt sie eine, wahrscheinlich aus mehreren, eng aneinanderliegenden Hauptschubflächen bestehende Aufschiebung, die wir Tanzbodenaufschiebung nennen wollen (T auf Tafeln II und IV; der Einfachheit halber ist nur eine strichpunktierte Linie eingetragen). Schon Arn. Heim (Lit. 79, p. 634) vermutete am Nordrand dieser Steilzone eine Aufschiebung. Die Zone Kronberg-Süd ist in diesem Gebiete von zahlreichen, im einzelnen nicht genauer verfolgbaren sekundären Schubflächen durchzogen und befindet sich als Ganzes in überkippter Lagerung. Dies lässt sich deutlich nachweisen durch zahlreiche Merkmale der Schichtung (Kreuzschichtung, Wulstbildungen usw.). Wahrscheinlich ist die Zone etwa in ihrer Mitte durch eine weitere grössere Aufschiebung tektonisch zweigeteilt; nach dem Fähberg (vgl. Tafel II) wollen wir diese Aufschiebung, die vielleicht ebenfalls aus mehreren benachbarten Aufschiebungsflächen besteht, Fähbergaufschiebung nennen (F auf Tafeln II und IV). Westlich der Fähbergaufschiebung herrscht 40—75° SE-Fallen; in diese westliche Serie gehört auch das bekannte Kohlenflöz von Rufi. Östlich der Fähbergaufschiebung fallen die Schichten meist 55—80° nach E bis SSE ein. Vielleicht ist die eben genannte Fähbergaufschiebung bedeutender als die am SE-Rand der ganzen Quetschzone liegende Schorhüttenbergaufschiebung. Ist das der Fall, so könnte man eigentlich den genannten östlichen Streifen der Quetschzone schon der Schorhüttenbergschuppe (vgl. Kapitel Speerzone s. l., p. 90) zurechnen. Immerhin zeigt sich, dass sich die Schorhüttenbergaufschiebung (Sch auf Tafeln II und IV) nach E hin weiter verfolgen lässt, während die Fähbergaufschiebung im Tal des Wengibachs mit der Tanzbodenaufschiebung zu verschmelzen scheint; deshalb möchte ich die Beibehaltung der in dieser Arbeit vorgenommenen tektonischen Einteilung für zweckmässig halten.

Merkwürdig ist das WSW-ENE-Streichen der Nagelfluhrippen von Büelen SSE Rufi (vgl. Tafeln II und III). Es weist darauf hin, dass vielleicht im N dieser Rippen eine weitere, bedeutendere Schubfläche von WSW nach ENE zieht. Die Unterseite der Schichtflächen dieser fast genau senkrechtfallenden Nagelfluhen schaut nach NNW. Die Darstellung von Lit. 191, wonach diese Rippen im Streichen nach ENE hin sich in die bewaldete Geländerippe NW Klosterberg und Kreuzberg (S des Rufibaches) fortsetzen sollen, ist nicht zutreffend; an den beiden letztgenannten Orten findet sich nirgends anstehender Fels, sondern nur blockreiche Moräne.

b) Tanzbodengebiet (Profile 21—24)

In diesem Gebiete liegt die Zone Kronberg-Süd nördlich des am weitesten vorspringenden Teils der Schorhüttenbergschuppe (vgl. Kapitel Speerzone s. l., p. 90). Damit dürfte es im Zusammenhang stehen, dass sie hier von besonders zahlreichen Begleitstörungen durchzogen und geradezu in ein Falten- und Schuppenwerk zerlegt ist. Auf Tafel II sind die hauptsächlicheren unter diesen Störungen, soweit sie im Gelände verfolgbar waren und soweit es der Maßstab der Tafel gestattete, eingetragen. Im N beginnen sie schon innerhalb der Kronbergzone s. str. mit einer im Kern z. T. gestörten Synklinalknickung, die im S von einer z. T. anscheinend ebenfalls von Kernstörungen durchsetzten Antiklinale begleitet ist.

Der Faltungstiefgang dieser Tanzbodengipfel-Antiklinale ist ein sehr geringer. Dies geht daraus hervor, dass wir schon ca. 300 m westlich des Tanzbodengipfels an Stelle der Antiklinale auf einförmig SSE-fallende Schichten stossen (vgl. Profil 23); dasselbe ist auch der Fall ENE des Horlacherwaldes, ca. 1,4 km ENE des Tanzbodengipfels. An beiden Orten unterlagern mittelsteil SSE-fallende Schichten das gefaltete Stockwerk.

Die Tanzbodenaufschiebung folgt unmittelbar südlich des Gipfelplateaus des Tanzbodens. Die aufgeschobene stampische Quetschzone (Zone Kronberg-Süd) besteht im engeren Tanzbodengebiet

aus mehreren enggepressten, sehr steil nach Norden überliegenden Falten mit meist stark «verruschelten» Faltenkernen. Nur an einer Stelle, an der südlichsten dieser sekundären Antiklinalen, liess sich N Färnliloch (vgl. Tafel I) eine deutliche Gewölbeumbiegung feststellen.

c) Steintalgebiet (Profil 20)

Auch in diesem Gebiet besitzt die längs der Tanzbodenaufschiebung auf das vorliegende Aquitan aufgeschobene Zone Kronberg-Süd den Charakter einer von engen, steilen Spitzfalten und Schubflächen durchsetzten Quetschzone.

Auf der Westseite des Steintalerbaches scheinen Störungen in der vorgelagerten aquitanen Zone Kronberg s. str. von der Art der oben erwähnten Tanzbodengipfel-Antiklinale vollständig zu fehlen. Dagegen erkennt man in der Zone Kronberg-Süd selbst hier noch mindestens drei antiklinale Verstellungen. Am Steintalerbach ist die Tanzbodenaufschiebung durch benachbarte Aufschlüsse mit grosser Wahrscheinlichkeit etwa bei Koord. 728,78/231,18 (S. A.-Blatt 236 Ebnat) anzunehmen. Wenig südlich sind dort steil SSE-fallende, überkippte Kalknagelfluhbänke von Wintersbergtypus aufgeschlossen (vgl. Fig. 13, links), in denen etwas weiter südlich eine komplexe Störung sichtbar ist (Fig. 13, Mitte und rechts).

Fig. 13. Tektonisches Detail aus der Quetschzone am Südrand der Kronbergzone (Zone Kronberg-Süd) am Steintalerbach S Ebnat

Auf der Ostseite des Steintals wird die Zone Kronberg-Süd rasch schmäler. Es handelt sich um ein fast durchwegs steil S-fallendes, von Detailstörungen durchzogenes Schichtpaket, von dem nicht einwandfrei festgestellt werden konnte, ob es normal oder überkippt gelagert ist.

Erreicht die Zone Kronberg-Süd hier nur eine geringe Breite, so greifen anderseits die tektonischen Störungen weit nach N in die Zone Kronberg s. str. hinein. Aufschlüsse von geradezu vollkommener Schönheit lassen hier am steilen Osthang des Steintales einen aussergewöhnlich guten Einblick in die tektonischen Verhältnisse gewinnen. Die Störungen beginnen im N mit einer offenen Antiklinale, die wir Lochtobel-Antiklinale (nach dem Tobel bei Loch, vgl. Tafel I und S. A.-Blatt 236 Kappel) nennen möchten. Im oberen Teil des nördlichen Tobelarmes W Loch, bei ca. 990—1000 m, beobachten wir Kalksandstein- und Mergelschichten, die sich innerhalb von weniger als 100 m Querprofilbreite gegen S hin zu steil N-fallender Lagerung aufrichten (vgl. auch Profil 19, unter *A* von *A*llmenwald). In dem etwa 100 m weiter südlich — von E nach W verlaufenden — südlichen Nachbartobel (auf S. A.-Blatt 236 Ebnat nicht angegeben) begegnen uns dagegen nach S hin immer flacher S-fallende Schichten. Zwischen beiden Töbeln liegt der steilgepresste Antiklinalkern. Interessant sind die zahlreichen, kleinen, synthetischen und antithetischen Längsbrüche (von Dezimetergrössenordnung), längs denen jeweils der dem Antiklinalkern nähere Flügel nach aufwärts versetzt ist, so dass dadurch die Steilpressung des Antiklinalkerns akzentuiert wird.

Die Lochtobel-Antiklinale weist, ähnlich wie die Tanzbodengipfel-Antiklinale, als deren östliche Fortsetzung man sie betrachten könnte, einen geringen Faltungstiefgang auf (vgl. Profil 19). Schon auf ca. 960 m Meereshöhe stossen wir im Lochtobel statt auf den erwarteten Antiklinalkern auf prachtvoll flexurartig nach S abgeknickte Schichten. Noch tiefer unten, etwa bei 870 m, ist wiederum von dieser Flexur nur noch eine W-E-streichende, steile Längsverwerfung (inmitten sehr flach E-fallender Nagelfluhbänke) übriggeblieben. Ihr Nordflügel ist gegenüber dem Südflügel um ca. 5 m gehoben.

Ca. 300 m südlich der Lochtobel-Antiklinale liegt, ebenfalls noch ganz innerhalb der Kronbergzone s. str., eine wesentlich bedeutendere Störung, die Allmentobel-Steilzone. Auch bei dieser Störung handelt es sich offenbar im Prinzip um eine offene, enggepresste Antiklinale. Sie liegt jedoch deutlich steil nach NNW über. Im Kern dürfte eine Aufschiebung verlaufen. Die Allmentobel-Steilzone lässt sich gegen ENE zu gegen den Allmenwald hin verfolgen (vgl. Tafel II).

d) Risibach-Holzbach-Gebiet (Profile 17—19)

Die Lochtobel-Antiklinale lässt sich im Risibachgebiet, d. h. SE Ellweid (vgl. Tafel II), nicht mehr feststellen; daran ist offenbar der schon erwähnte geringe Faltungstiefgang dieses tektonischen Elementes schuld. Dagegen ist es recht wahrscheinlich, dass die Allmentobel-Steilzone in reduzierter Ausbildung noch bis an den Risibach zieht; darauf hin deuten wenigstens steilgestellte Schichten unweit W des Risibaches bei ca. 980 m (vgl. Tafel III). Weiter östlich, im Holzbachgebiet, ist auch von der Allmentobel-Steilzone nichts mehr übriggeblieben. Aber auch hier beginnen die Störungen noch innerhalb der Kronbergzone s. str., wie Tafeln II—IV zeigen. Wenn wir dem Holzbachtobel bachaufwärts folgen, so beobachten wir ca. 1 km WSW der Mündung dieses Baches in die Thur eine ca. 100 m breite Steilzone von ähnlichem Aussehen wie die oben erwähnte Allmentobel-Steilzone. An die steilgestellten, fast genau W-E-streichenden Schichten schliessen sich im S längs sekundärer Aufschiebung mittelsteil bis flach S-fallende Hochalpschichten.

Die Zone Kronberg-Süd ist sowohl am Risibach wie auch am Holzbach sehr schmal entwickelt (vgl. Tafeln II und IV). Am Holzbach beginnt sie im N bei ca. 990 m (vgl. S. A.-Blatt 236 Ebnat) mit einer steil S-fallenden Serie bunter Mergel und Mergelsandsteine, die mit allen Begleiterscheinungen starker mechanischer Beanspruchung auf das vorliegende Aquitan aufgeschoben ist. Wie schon früher (p. 32) erwähnt, muss das häufige Auftreten bunter Mergel in Teilen der Zone Kronberg-Süd dahin interpretiert werden, dass in den betreffenden Serien Untere Bunte Molasse, also unteres limnoterrestrisches Stampien, vorliegt.

e) Beidseits der Thur (Gebiet von Nesslau, Profile 15—17)

In diesem Gebiet erreicht die Zone Kronberg-Süd nochmals etwas grössere Breite. Ihre meist steil SSE- bis S-fallenden Schichten sind auch hier von mannigfachen Lagerungsstörungen durchsetzt, was die Bezeichnung «Quetschzone» rechtfertigt. Auch hier wird die Zone im N von einer Aufschiebung begrenzt, die wir als östliche Fortsetzung der Tanzbodenaufschiebung betrachten können. NW der Zwirnereien im unteren Ïental (vgl. Tafel II und S. A.-Blatt 236 Ebnat) trifft die eben genannte östliche Fortsetzung der Tanzbodenaufschiebung, von NE herkommend, senkrecht auf die von NW herkommende Tanzbodenaufschiebung auf. Sie geht jedoch nicht einfach in die Tanzbodenaufschiebung über, wie man zunächst annehmen könnte, sondern setzt sich, etwa dem Ïenbach entlang aufwärts, als besondere tektonische Bewegungsfläche weiter nach SW hin fort (vgl. Tafel II). Dieses «tektonisch selbständigen Verhaltens» im unteren Ïental wegen wählen wir für die östliche Fortsetzung der Tanzbodenaufschiebung eine besondere Bezeichnung: Luthernaufschiebung (L auf Tafeln II—IV), nach ihrem Durchziehen im Lutherntal östlich der Thur.

Am unteren Ïenbach, nördlich und nordöstlich der Zwirnereien, können wir unweit N der Luthernaufschiebung in den gelben, flachgelagerten Mergeln der Hochalpschichten (Aquitan der Kronbergzone) ein intensives, 50—70° SSE-fallendes Clivage feststellen, das z. T. die Schichtung ganz unkenntlich macht. Diese Erscheinung ist nicht vereinzelt; ich konnte sie auch an vielen andern Orten mehr oder weniger deutlich in der Nähe von grösseren tektonischen Bewegungsflächen feststellen. Ich möchte annehmen, dass es sich dabei um Clivage handelt, das annähernd parallel zur Aufschiebungsfläche verläuft.

NE Nesslau, im Töbelchen zwischen Bergli und Bürgli, sind die Hochalpschichten N der Luthernaufschiebung deutlich geschleppt.

Am Bürglihügel (vgl. Tafel II) folgt auf eine nordwestliche, 55° nach 145° fallende Nagelfluhzone (= nördlicher Teil der Zone Kronberg-Süd) nach SE hin in der Gipfelpartie eine 35—40° streichende, fast senkrechtfallende Nagelfluh, als deren Fortsetzung wahrscheinlich die im N des Bürgli in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossene, 70° nach ESE fallende Nagelfluh zu betrachten ist. An der Strasse auf der Südseite des Hügels findet sich bei P. 837 (vgl. S. A.-Blatt 236 Ebnat) 47° nach S fallende Nagelfluh, deren wahrscheinliche, 50° nach SSE fallende Fortsetzung im Wäldchen am Ostabhang des Hügels ansteht.

Die weiter nördlich (etwa bei Koord. 733,9/232,8, S. A.-Blatt 237 Stockberg) im untersten grösseren Nebentöbelchen des Lutherntobels aufgeschlossene Steilzone wurde seinerzeit vom Verfasser (Lit. 66) ebenfalls zur Zone Kronberg-Süd (Nesslauer Quetschzone) gezogen. Heute bin ich zu der Überzeugung gelangt, dass es sich dabei nur um eine interne Störung der Kronbergzone s. str. von der Art der oben er-

wähnten Holzbach-Steilzone oder der Lochtobel-Antiklinale handelt; dies gilt mit Vorbehalt auch für die im nächst östlich gelegenen Nebentobel liegenden, steilgestellten Schichten. Im Gebiet von Strick (vgl. Tafel II) scheint sich die Zone Kronberg-Süd fast auf Null zu reduzieren; die Nagelfluhserien, die am Fussweg Nesslau–Rietbad (vgl. S. A.-Blatt 237 Stockberg) N und NE von Strick an einzelnen Orten aufgeschlossen sind, rechne ich heute mit Vorbehalt (im Gegensatz zu meiner in Lit. 66 geäusserten Auffassung) ebenfalls noch zur Kronbergzone s. str., da sich eine Aufschiebungsfläche im N dieser Aufschlüsse nicht nachweisen liess.

f) Pfingstbodengebiet

Im SW des Pfingstbodens gelangt die Zone Kronberg-Süd nochmals zu beträchtlicher Entwicklung. Es handelt sich dabei um mittelsteil bis steil S-fallende, z. T. von sekundären Störungen durchzogene Schichten (vgl. p. 33). Besonders zu erwähnen ist eine Störung, die im untersten Teil des kleinen Tobels sichtbar ist, das ca. 150 m W der Mündung des Katzenbaches von S her in die Luthern mündet (vgl. Tafeln II und III). In diesem Tobel sind zunächst bei der Mündung Mergel und Sandsteine sichtbar, die mit 55° nach SSE fallen. Dann folgen stark zerscherte, senkrechtgelagerte, W-E-streichende Mergel; schliesslich, etwa 100 m südlich der Mündung des kleinen Tobels, eine Nagelfluhbank, die im Streichen nach SE, weiter S sogar teilweise nach SSE abgedreht ist und steil nach SW bzw. nach WSW einfällt. Ca. 200 m weiter SSW sind im südlichsten Teil der Zone Kronberg-Süd mittelsteil S-fallende Schichten aufgeschlossen, die sich am Katzenbach wiederfinden (200 m SSE von dessen Mündung in die Luthern, vgl. p. 33).

Am Südrand des Pfingstbodensporns ist an der Luthern, etwas oberhalb der Einmündung des Katzenbaches, eine 45—50° SE-fallende Serie von Kalksandstein und bunter Kronbergnagelfluh auf ca. 100 m Länge erschlossen (vgl. Tafeln II—IV). Die Lage dieses Komplexes am Südzipfel des Pfingstbodensporns und die Tatsache, dass unzweifelhaftes Aquitan, aber nicht in der Form der beinahe sandsteinlosen Pfingstbodennagelfluhen, vorliegt, lässt nur eine Erklärung zu: Es handelt sich um einen Komplex, der zwischen Pfingstbodensporn, Zone Kronberg-Süd und Kräzerlischuppe eingeklemmt ist. Anlässlich der Aufschiebung der Kräzerlischuppe (s. weiter unten) wurde er vom südlichsten Aquitan abgeschürft und bildet nun einen isolierten Schubsplitter. An anderen Orten des Südrandes der Kronbergzone liessen sich ähnliche Schubsplitter nicht nachweisen; der Schubsplitter am Südrand des Pfingstbodensporns verdankt seine Existenz offensichtlich der besonders exponierten Lage des Pfingstbodensporns.

IV. Die Speerzone s. l.

Zur «Speerzone s. l.» (IV auf Tafel I) rechnen wir innerhalb des Untersuchungsgebietes die zwischen Kronbergzone und Alpenrand gelegenen Teile der subalpinen Molasse. Dieses Gebiet umfasst die «erste Nagelfluhzone» von Gutzwiller (Lit. 62), d. h. dessen «Zone Stockberg–Speer–Hirzli», dann die südliche Synklinal- und Antiklinalzone desselben Autors (p. 65) und schliesslich (im W der Thur) ein im N der genannten südlichen Synklinalzone gelegenes Gebiet, das von Gutzwiller noch zur Kronbergzone gerechnet wurde, dessen Zugehörigkeit zur Speerzone dann erstmals von Cadisch (Lit. 40, p. 569) und teilweise schon von Arn. Heim (Lit. 79, p. 634) vermutet worden war.

Die Speerzone gliedert sich in drei Schuppen: Speerschuppe (Zonen IV *h* und IV *i* auf Tafel I), Kräzerlischuppe (Zonen IV *d*—IV *g* auf Tafel I) und Schorhüttenbergschuppe (Zonen IV *a* bis IV *c* auf Tafel I).

Topographische Lage

In W der Thur liegen in der Speerzone s. l. die Nagelfluhkette Speer–Blässkopf, die oberen Talabschnitte des Wengibach- und des Steintales, der grösste Teil des Ientales sowie die zwischenliegenden Bergzüge. Östlich der Thur umfasst sie die dominierende Erhebung des Stockberges und dann weiter im E das morphologisch wenig auffällige Gebiet von Kräzerli–Schwägalp sowie die Südhänge des Weissbachtales bis hinauf zu den Kalkwänden des Säntisgebirges.

Stratigraphische Gliederung, Mächtigkeit

Am stratigraphischen Profil der Speerzone s. l. ist Rupélien (brackisch-marines Unterstampien) und «Chattien» (limnoterrestrisches Stampien) beteiligt. Letzteres ist in einer Mächtigkeit von über 2000 m vorhanden, aber trotzdem nach oben hin unvollständig. Die in der folgenden Mächtigkeitstabelle durchgeführte Unterteilung des limnoterrestrischen Stampiens in Speerschichten resp. Untere Bunte Molasse und Ebnaterschichten (entsprechend der Einteilung in der Kronbergzone) ist als erster Versuch zu einer genaueren stratigraphischen Gliederung zu bewerten.

m	Schorhüttenberg-schuppe	m	Kräzerlischuppe	m	Speerschuppe	Alter
1100	Ebnater-schichten	400	Ebnater-schichten	1450	Ebnater-schichten	«Chattien»
1000	Speerschichten	1000	Speer-schich-ten / UBM	1000	Speer-schich-ten / UBM	
> 500	Horwerplatten Grisigermergel	100	Horwerplatten Grisigermergel	700	Horwerplatten Grisigermergel	Rupélien

UBM = Untere Bunte Molasse, vertritt an manchen Stellen des Untersuchungsgebietes teilweise die Speerschichten (vgl. unten).

Aufbau

Indem wir den späteren Ausführungen teilweise etwas vorgreifen, gehen wir kurz auf die Grundzüge des lithologischen und des tektonischen Aufbaus der Speerzone s. l. ein. Die lithologische Ausbildung des Rupéliens ist überall sehr ähnlich und entspricht vollkommen der wohlbekannten Ausbildung dieser Stufe im Entlebuch, bei Horw, Bilten und im Vorarlberg. Die Hauptmasse wird von grauen, marinen Tonmergeln (Grisigermergeln) gebildet; Sandsteine stellen sich im allgemeinen erst im hangendsten Abschnitt ein. Gewöhnlich bildet eine (oder mehrere) mächtigere Sandsteinbank den oberen Abschluss der Stufe; es handelt sich dabei um Bänke, die manchmal als eigentliche «Horwerplatten» (harte, plattige Glimmersandsteine) ausgebildet sind, teilweise aber auch «gewöhnlichem» Molasse-Kalksandstein ähneln; vereinzelt finden sich in diesen Bänken bereits Gerölle und Nagelfluhschnüre.

Die Fazies des Chattiens wird weitgehend durch die mächtige Speer-Nagelfluh-Schüttung bestimmt. Innerhalb derselben lässt sich eine zentrale Hauptschüttung feststellen, die schon dicht über dem Rupélien kräftig einsetzt (in der Schorhüttenbergschuppe). Der Stockberg liegt im Bereich einer besonderen, seitlich gelegenen Schüttung («Spezialschuttfächer» des Stockberges), die erst in einem höheren stratigraphischen Niveau kräftig beginnt. Einer weiteren, speziellen Schüttung sind die bunten Nagelfluhen im untersten Chattien (und obersten Rupélien) des Stockberggebietes zuzuschreiben. Sie treten mengenmässig nicht stark in Erscheinung, sind aber ihrer abweichenden Geröllzusammensetzung wegen von Interesse. Dort, wo die Nagelfluhschüttung erst später kräftig einsetzt, ist der untere Teil des Chattiens in der Fazies der Unteren Bunten Molasse (Molasse Rouge) ausgebildet, so vor allem im Stockberggebiet.

Die drei oben bereits erwähnten tektonischen Hauptelemente der Speerzone s. l. bilden gute Beispiele von «Molasseschuppen». Sie sind längs mittelsteil bis steil S- oder SSE-SE-fallender Aufschiebungsfläche auf die Kronbergzone aufgeschoben; ihre Schichten fallen meist mittelsteil bis steil nach S bzw. SE ein. Alle drei Schuppen zeigen bogenförmiges oder geknickt bogenförmiges Streichen (vgl. Tafel III); die Kräzerlischuppe ist ausserdem durch «Knitterfalten» in Teilschuppen zerlegt (vgl. weiter unten).

A. Die Schorhüttenbergschuppe (IV a—IV c auf Tafel I)

Zwischen Linth und Thur schaltet sich zwischen Kronbergzone und Speerschuppe ein im Grundriss kreissegmentförmig nach Norden vorspringendes Gebiet ein, dessen Zugehörigkeit zur Speerzone s. l. durch die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse klar erwiesen ist; innerhalb der Speerzone nimmt dieses Gebiet jedoch eine tektonisch durchaus selbständige Stellung ein. Die bedeutendsten Erhebungen dieser Schorhüttenbergschuppe: Wannenberg (1651 m, vgl. S. A.-Blatt 250bis Speer), Brämacherhöhe (1644,3 m, vgl. S. A.-Blatt 250bis Speer), Gleiterspitz (1543 m, vgl. S. A.-Blatt 250bis Speer) und Schorhüttenberg (1448,4 m, vgl. S. A.-Blatt 236 Ebnat), bleiben hinter der benachbarten Speerkette z. T. beträchtlich an Höhe zurück. Zwei tiefe, nach N divergierende Quertäler, Wengibachtal und Steintal, geben dem Gebiet eine intensive morphologische Gliederung und sind Schuld daran, dass diese Schuppe nicht, wie andere Molasseschuppen, als selbständiger Gebirgskörper in Erscheinung tritt.

Am Südrand der Schorhüttenbergschuppe ist, besonders östlich des Profils Speer–Schorhüttenberg (Nr. 23), eine komplex gebaute Zone steilgestellter Gesteine entwickelt, die wir Zone Schorhüttenberg-Süd (IV *c* auf Tafel I) nennen wollen.

Fig. 14. Rupélienmergel (Grisigermergel) auf dem Südufer des «Färnlibaches» (linker Nebenbach des Steintalerbaches) ca. 500 m WSW seiner Mündung in den Steintalerbach

1. Stratigraphie

Wie aus der Tabelle p. 89 zu entnehmen ist, umfasst die Schorhüttenbergschuppe marin-brackisches Unterstampien (Rupélien) in einer Mächtigkeit von maximal über 500 m (das Liegende ist nirgends aufgeschlossen!) und limnoterrestrisches Stampien (Chattien) in einer Mächtigkeit von maximal ca. 2100 m.

a) Rupélien (Zone IV a auf Tafel I)

Das marin-brackische Unterstampien der Schorhüttenbergschuppe wurde vom Verfasser 1938 (Lit.66) erstmals beschrieben. Es lässt sich dem Nordrand der Schuppe entlang vom unteren Ïental aus bis in das breite Tobel zwischen Tanzboden und Schorhüttenberg (das Färnliloch, vgl. Tafel II) verfolgen (vgl. auch Tafel IV, Zone IV *a*). Weiter westlich erscheint es nochmals in kleinen Aufschlüssen SW Ober Hochwald und im Wengibachtal NNW Hochwald (vgl. Tafel II und S. A.-Blätter 236 Ebnat und 250bis Speer). Die schönsten Aufschlüsse liefert die steile Südwand des tiefen Tobels des «Färnlibaches», der bei Hinter Allmeind (= Al auf Tafel II) von W her in den Steintalerbach mündet. Fig. 14 zeigt einen kleinen Ausschnitt, ca. 500 m WSW der Mündung des «Färnlibaches». Weitere gute Aufschlüsse finden sich auf der Ostseite des Steintals und im Risibachtobel NE Bumoos. Die einzelnen Profile weichen nur in unwesentlichen Punkten voneinander ab, so dass sich folgendes «Normalprofil» aufstellen lässt:

1.		Nagelfluh und Mergel (graugrünlich) in wechselnder Mächtigkeit . .	Chattien
2.	4—8 m	(im E bis über 10 m) mehr oder weniger dickbankiger, etwas plattiger Kalksandstein, selten mit brackischen Fossilien *(Cardien, «Cyrenen»)*, stratigraphisch den eigentlichen Horwerplatten entsprechend	Rupélien

3. 20—50 m	Grisigermergel mit vielen, sehr dünnen, gegen das Hangende hin allmählich bis über 10 cm dick werdenden, äusserst harten Kalksandsteinbänkchen (vgl. Fig. 14)	Rupélien
4. über 500 m	Grisigermergel, z. T. von tektonischen Störungen (Gleitflächen) durchzogen, vereinzelt mit Sandsteinbänkchen von Millimeter- bis Zentimeter-Mächtigkeit	

In diesem Profil ist folgendes bemerkenswert: Es ist nur eine mächtige Bank «Horwerplatten» vorhanden (Nr. 2 des Profils). Dieselbe ist nicht in der typischen Fazies entwickelt, sondern weniger regelmässig spaltend, glimmerärmer und grobkörniger; d. h. sie nimmt eine Zwischenstellung zwischen dem Typus der Horwerplatten von Horw und demjenigen der Kalksandsteine vom Typus der Ebnatersandsteine ein. Gerölle innerhalb dieser Bank wurden nur ganz vereinzelt beobachtet. Von Interesse ist, dass im Tal des Wengibaches dieselbe Bank der typischen «Horwerplatten-Fazies» schon viel näher kommt.

Im ganzen Gebiet bildet die genannte Bank einen leicht erkennbaren, durchziehenden Leithorizont an der oberen Grenze der Grisigermergel. Nirgends treten darüber nochmals brackische Mergel vom Typus der Grisigermergel auf, sondern überall setzt sofort die limnoterrestrische Fazies (vgl. auch Detailprofile, p. 93) ein.

Die Fossilführung gleicht weitgehend der schon von zahlreichen Orten des Rupéliens der subalpinen Molasse beschriebenen.

Die Hauptmasse der Fossilien findet sich im oberen Teil der Grisigermergel und in tonig-glimmerigen Sandsteinen, welche an einigen Orten an der Basis der Howerplattenbank (z. B. am Risibach) in geringer Mächtigkeit entwickelt sind.

An Fossilien[1]) fanden sich: Fischschuppen, darunter solche, die zu *Clupea longimana* (Heckel) zu stellen sind (in Grisigermergeln des Färnlibaches, ca. 500 m WSW dessen Mündung, vgl. Tafel II); vereinzelte kleine *Fischzähnchen*; häufig *Polymesoda convexa* Brgt. (als «*Cyrenen*» bekannt; im Mergel meist als Zwergformen, in glimmerigen Sandsteinen in normaler Grösse); verschiedene kleine *Cardien* (vorwiegend am und östlich des Steintalerbaches, dann auch SW Ober Hochwald). Bei diesen Cardien lassen sich mindestens zwei Formen (Arten) unterscheiden, die von verschiedenen Autoren zitiert werden, aber absolut nicht näher bestimmbar sind. Ferner fanden sich vereinzelt: *Psammobia sp.* (am Risibach); erinnert an *Psammobia Fischeri* Hébert et Renevier (s. auch Lit. 93 und Lit. 15, Tafel XXIX, Fig. 8); kleine, unbestimmbare, brackisch-marine Bivalven; erinnern an *Corbula subaequivalvis* Sandb. (Lit. 93, Tafel I) und *Psammobia cf. augusta* Philippi (Lit. 93, Tafel IX).

Wie z. T. schon erwähnt, sind Cardien und «Cyrenen» von «normalen» Dimensionen nur in Sandsteinen vorhanden. Die in den Grisigermergeln enthaltenen «Cyrenen» und Cardien (letztere sind hier seltener) sind Zwergformen. Die Fundstelle am Ostufer des Steintalerbaches (mit fast ausschliesslich Cardien) zeichnet sich vor den meisten anderen Fundstellen dadurch aus, dass hier in einem feinkörnigen, ziemlich harten, tonig-glimmerigen Sandstein ein grösserer Teil der Cardien mit zusammengeklappten Schalen vorliegt, woraus zu schliessen ist, dass hier nicht, wie in anderen Fällen, verschwemmtes, sondern autochthon eingebettetes Material vorliegt. Ganz allgemein sind die Cardien in meinem Untersuchungsgebiet stärker an die Sandsteine gebunden als die «Cyrenen». Der Erhaltungszustand der Fossilien lässt allgemein zu wünschen übrig; es handelt sich entweder um reine Skulpturensteinkerne oder um Exemplare, bei denen noch Reste der Schale in Form einer weissen, calcitischen Masse vorhanden sind.

b) Die Obergrenze des Rupéliens

In zahlreichen Publikationen über die subalpine Molasse ist eine Zweiteilung des Stampiens in Rupélien (unten) und Chattien (oben) durchgeführt. Bemerkenswert ist dabei, dass diese Zweiteilung sich dort nicht mit Sicherheit verfechten liess, wo die ganze oligozäne subalpine Molasse in brackisch-mariner Fazies entwickelt ist, so im östlichen Bayern. In den übrigen Gebieten der subalpinen Molasse folgt bekanntlich über einem brackisch-marinen Unterstampien (Rupélien) ein fast ausschliesslich limnoterrestrisches Stampien. In diesem letzteren fand sich an verschiedenen Stellen u. a. die Leitform *Plebecula*

[1]) Bei der Fossilbestimmung wurde ich in zuvorkommender Weise unterstützt durch die Herren Prof. Dr. B. Peyer (Zürich) und Dr. R. Rutsch (Bern); ich möchte ihnen hiefür meinen besten Dank aussprechen.

Ramondi Brgt., die sich im Aquitan nicht mehr findet. Diese sogenannten Ramondischichten wurden von Wenz zum Chattien gestellt. Durch die Forschungen der Säugetierpaläontologen, insbesondere H. G. Stehlins, hat sich seither ergeben, dass die genannten Ramondischichten noch ins Mittelstampien, wahrscheinlich sogar ins obere Unterstampien hinabreichen. Aus diesem Grunde wird in der vorliegenden Arbeit der Begriff «Chattien» stets nur als Sammelbegriff für die über dem Rupélien folgenden limnoterrestrischen Stampienserien beibehalten, wohlverstanden aber nicht im Sinne des säugetierpaläontologisch definierten Oberstampiens aufgefasst.

Nach diesen Vorbemerkungen wollen wir auf die Frage der Obergrenze des Rupéliens etwas näher eintreten. In allen Profilen der fraglichen Grenzregion innerhalb der subalpinen Molasse der Zentral- und Ostschweiz sowie des Vorarlbergs und Allgäus lässt sich feststellen, dass über den marinen Grisigermergeln (Tonmergeln des Vorarlbergs) des Rupéliens ein Sandsteinhorizont folgt, die sog. Horwerplatten (entsprechend dem Sandstein der Eggschichten Arn. Heims, Lit. 83, im Vorarlberg). Die Vermutung, dass es sich dabei um einen wirklich durchgehenden (wenn auch im einzelnen nicht überall gleich ausgebildeten) Horizont handelt, wird dadurch bekräftigt, dass sich meines Wissens über demselben nirgends mehr brackische Rekurrenzen zeigen. Man darf also annehmen, dass innerhalb des erwähnten Gebietes, also auch im Untersuchungsgebiet, die Faziesgrenze: brackisch-marines Unterstampien (Rupélien)–limnoterrestrisches Stampien («Chattien») auch zugleich nahezu eine wirkliche Zeitmarke ist. In meinem Untersuchungsgebiet ist die schon erwähnte Horwersandsteinbank der einzige Horizont der fraglichen Grenzregion, der sich überall wieder erkennen lässt. Da er an einzelnen Stellen noch brackische Fossilien (Cyrenen, Cardien) enthält, habe ich ihn als oberen Abschluss der Rupélienserie angenommen [1]).

Schon vor einiger Zeit, z. B. 1926 von M. Richter (Lit. 142, p. 326), wurden die marinen Tonmergel des Rupéliens der subalpinen Molasse des Allgäus und des Vorarlbergs (= graue Schiefermergel Arn. Heims in Lit. 83) mit den Grisigermergeln der Lokalität Horw (Kanton Luzern) gleichgesetzt.

Arn. Heim gelangt in Lit. 83 (1928), p. 27, für das westliche Vorarlberg zu folgender Gliederung der Grenzschichten Rupélien–limnoterrestrisches Stampien:

3. Bunte Mergel mit Sandstein und Kalknagelfluh 1000 + x m	Chattien
2. Mergel mit Sandstein (Eggschichten), mit *Cyrenen* und *Cardien*, 30—200 m	Rupélien
1. Graue Schiefermergel mit *Cyrenen*, 300 m	Rupélien

Zu diesem Profil ist folgendes zu bemerken:

Die Basis der Schiefermergel (= Tonmergel Richters, Lit. 142) ist nicht erschlossen. Die Schiefermergel nehmen nach oben hin in zunehmendem Masse Sandsteinbänkchen auf. Dadurch erklärt sich z. T. die abnorm grosse Mächtigkeitsangabe von über 200 m für die Eggschichten an der Lokalität Schwarzachtobel (Lit. 83, p. 13). In Wirklichkeit sind die Eggschichten, wie dies aus sämtlichen übrigen Profilangaben von Lit. 83 hervorgeht, nur 30—50 m mächtig.

Wenn wir dies berücksichtigen, so sehen wir, dass die von Arn. Heim in Lit. 83 für das westliche Vorarlberg angenommene Gliederung mit derjenigen sehr weitgehend übereinstimmt, zu der ich in meinem Untersuchungsgebiet gelange. Es wird dies im Kapitel über die Speerschuppe erneut zu betonen sein.

Nach Arn. Heim (Lit. 83) entsprechen die Eggschichten den Horwerschichten bei Luzern. Leider hat später Baumberger eine Parallelisierung vorgenommen (Lit. 9 und Lit. 15, p. 366), die den tatsächlichen Verhältnissen weniger gerecht wird. Dieser Autor hat nämlich die Eggschichten Arn. Heims an der Typlokalität Egg im Vorarlberg samt einem unmittelbar hangenden, über 50 m mächtigen Nagelfluhsandsteinkomplex (ohne brackische Fossilien!) zu dem schon andernorts, aber in etwas anderem Sinne verwendeten Begriff «Bausteinzone» zusammengefasst und diese «Bausteinzone» als Ganzes als das Hangende der Horwerplatten betrachtet und den Weggiserschichten gleichgestellt. Neuerdings weist nun Buxtorf (Lit. 36, p. 145) darauf hin, dass die von Baumberger für die klassischen Profile von Horw gegebene Deutung der Korrektur bedarf, weil wichtige tektonische Störungen unberücksichtigt geblieben sind. Buxtorf kommt dabei, wie schon früher Richter und Arn. Heim, zu dem Resultat, dass die Tonmergel des Vorarlbergs (= graue Schiefermergel Arn. Heims) mit den Grisigermergeln der Luzernergegend zu parallelisieren sind, er weist ferner darauf hin, dass die «Bausteinzone» nicht den Weggiserschichten gleichzusetzen ist, sondern das stratigraphische Äquivalent der «Horwerplatten» und eines Teiles der «oberen Horwerschichten» (Lit. 36, p. 145) bildet.

Die folgenden Detailprofile dienen zur genaueren Charakterisierung der Rupélien-Chattien-Grenze der Schorhüttenbergschuppe. Allen Profilen ist gemeinsam, dass sofort über dem Horwerplattenniveau eine stets limnoterrestrische, von brackischen Rekurrenzen völlig freie Serie erscheint.

[1]) Die obere Grenze des Rupéliens wird auch von Ochsner (Lit. 137) über den Horwerplatten angenommen.

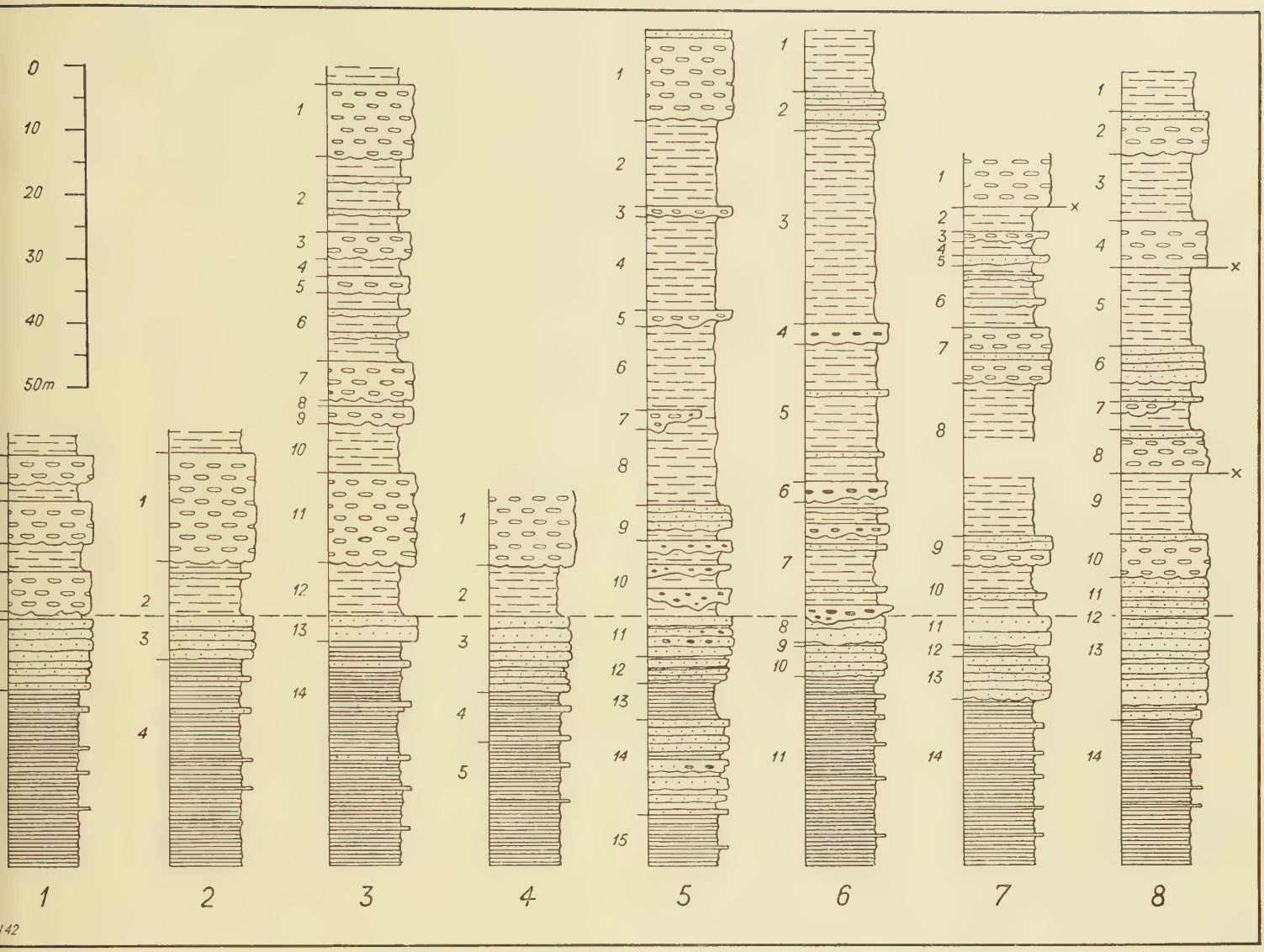


Fig. 15. Der Übergang vom brackisch-marinen Unterstampien (Rupélien) zum limnoterrestrischen Stampien (Chattien). Erklärung vgl. Profile im Text p. 93, 94, 102 und 117. Signaturen wie auf Tafel IV

Mittlerer Färnlibach, ca. 1,2 km WSW der Mündung in den Steintalerbach. Profil Nr. 1, Fig. 15.

Chattien:	3—4 m	1. Kalknagelfluh,
	ca. 3 m	2. Mergel,
	ca. 7 m	3. Kalknagelfluh,
	ca. 3—4 m	4. Mergel,
	über 6 m	5. Kalknagelfluh,
	1 m	6. limn. graugrüne Mergel,
Rupélien:	8 m	7. Horwersandstein, unten dickbankig, gegen oben etwas dünnbankiger, zum Teil flachwinklig kreuzgeschichtet, ziemlich feinkörnig und glimmerreich,
	30 m	8. Grisigermergel mit zahlreichen bis über 10 cm dicken, äusserst harten und sehr feinkörnigen Glimmersandsteinbänkchen,
	über 30 m	9. Grisigermergel mit meist nur noch millimeter- bis zentimeterdicken Sandsteinbänkchen.

Unterer Färnlibach, ca. 0,5 km WSW der Mündung in den Steintalerbach. Profil Nr. 2, Fig. 15.

Chattien:	über 16 m	1. Kalknagelfluh mit einzelnen Kleinkonglomerat- und Kalksandsteinschmitzen, mit Kegelwülsten an der Unterfläche und Geröllen bis über 10 cm,
	ca. 9 m	2. limn. grünlichgraue Mergel mit stellenweise massenhaft eingestreuten *Hydrobia sp.* und im oberen Teil einem Mergelsandsteinbänkchen.

Rupélien:
- 6—7 m 3. Horwersandstein, flach kreuzgeschichtet und relativ dickbankig,
- über 30 m 4. Grisigermergel mit zahlreichen, 1 cm bis über 1 dm dicken, äusserst harten und feinkörnigen Sandsteinbänkchen, ferner mit «*Cyrenen*», *Cardien* usw., *Fischschuppen* (darunter solche von *Clupea longimana* Heckel) und Fischzähnchen,
- zuunterst Ruschelzone in Grisigermergel.

Strässchen im Bruggenwald am Steintal-Osthang. Profil Nr. 3, Fig. 15.

Chattien:
- ca. 13 m 1. Kalknagelfluh, grobgeröllig,
- ca. 11 m 2. Mergel mit Mergelsandstein- und Kalksandsteinbänkchen, grünlichgrau, oben rotgelb mit 10 cm breitem, violettrotem Band,
- 5 m 3. Kalknagelfluh,
- 2 m 4. graugrünliche Mergel mit Mergelsandstein,
- über 3 m 5. Kalknagelfluh,
- ca. 10 m 6. graugrünliche, zum Teil sandige Mergel mit Mergelsandstein,
- 7 m 7. Kalknagelfluh,
- 1 m 8. graugrünliche Mergel,
- 2 m 9. Kalknagelfluh,
- über 7 m 10. zum Teil stark sandige, graugrünliche, tonige Mergel mit düsterblaugrauem Band und bräunlichgelben Lagen,
- 15 m 11. grobgeröllige Kalknagelfluh,
- 7 m 12. neutral-grau-graugrünliche, tonige Mergel, zuunterst kohlig.

Rupélien:
- 4—5 m 13. Horwersandstein, grobbankig, hart, flachwinklig kreuzgeschichtet, uneben spaltend,
- über 50 m 14. Grisigermergel, nach oben mit zunehmender Einschaltung von 1 cm bis über 1 dm dicken, äusserst harten und feinkörnigen Sandsteinbänkchen. 15 m unter dem Horwersandstein *Cardien*, wie am Steintalerbach (ca. 500 m WSW) oft mit weissen Schalenresten. «Cyrenen» wurden keine gefunden.

Ca. 350 m NE Nr. 3, Profil Nr. 4, Fig. 15.

Chattien:
- über 8 m 1. Kalknagelfluh,
- über 8 m 2. graugrünliche, tonige Mergel (limnisch),

Rupélien:
- über 10 m 3. Horwersandstein, unten 2—3 m dickbankiger, oben dünner bankig, mit flachwinkliger Kreuzschichtung,
- mehrere m 4. Übergang in Grisigermergel: Glimmersandsteinbänke mit Kohlenschmitzen und einzelnen *Cardien*,
- 5. Grisigermergel, in den obersten 10 m noch mit *Cardien*.

Im Profil Nr. 2 ist besonders hervorzuheben, dass ein massenhaftes Auftreten von *Hydrobia sp.* in graugrünlichem Mergel unmittelbar über dem Horwersandstein zu beobachten ist. *Hydrobia* ist meines Wissens in der schweizerischen subalpinen Molasse bis jetzt noch nicht gefunden worden. Es ist aber wohl kein Zufall, dass sie hier nicht innerhalb der brackisch-marinen Grisigermergel, sondern erst unmittelbar über dem Horwersandstein, welcher die brackische Serie nach oben abschliesst, erscheint.

c) Chattien (Zonen IV b und IV c auf Tafel I)

Das limnoterrestrische Stampien (= Chattien) der Schorhüttenbergschuppe zeichnet sich dadurch aus, dass «massive» Nagelfluhschüttungen bereits unmittelbar über dem Rupélien einsetzen. Aus diesem Grunde ist die Fazies der Unteren Bunten Molasse, die andernorts in diesem stratigraphischen Niveau erscheint, hier nicht entwickelt. Rote Tönungen in den Mergeln sind nur ganz untergeordnet vorhanden und lediglich am Ostende der Schuppe etwas häufiger. Statt den Rotmergeln finden sich zwischen den Nagelfluhbänken überall graugrünliche und graue, schmutzig gelbbräunlich anwitternde, höchstens hie und da rötlich fleckige Mergel. Ich nenne diese für die zentralgelegenen Teile des Speerschuttfächers charakteristische Fazies Speerschichten (Sp auf Tafel II).

Die Grenzziehung zwischen Speerschichten unten und Ebnaterschichten oben ist vorläufig nur auf Grund von Mächtigkeitsvergleichen und lithologisch-faziellen Erwägungen möglich und daher lediglich als vorläufiger Versuch aufzufassen. Die für die Speerschichten angenommene Mächtigkeit (1000 m) lässt sich vorläufig damit rechtfertigen, dass im östlichen Rigifächer die Untere Bunte Molasse (Molasse Rouge, südliche Zone der Roten Molasse) ca. 1000 m mächtig ist. Es liegt also nahe, für die Speerschichten als stratigraphisches Äquivalent der Unteren Bunten Molasse ebenfalls ca. 1000 m anzunehmen (vgl. auch die Ausführungen p. 56—58).

α) Speerschichten (Sp auf Tafel II).

Die als ca. 1000 m mächtig angenommene Serie besteht aus über 30, meist 2—10 m, maximal über 20 m mächtigen Nagelfluhbänken, deren prozentualer Anteil am Gesamtprofil etwa ¼ betragen dürfte.

Häufig enthalten die Nagelfluhen grobkörnige Kalksandsteinschmitzen, die durch mehr oder weniger ausgeprägte Kreuzschichtung etwas an Ebnatersandstein erinnern. Daneben zählt man über 15, oft 1—4 m mächtige, teilweise noch Nagelfluheinschaltungen führende Bänke eines meist grobkörnigen Kalksandsteins. Weit mehr als die Hälfte des Profils wird jedoch von vorwiegend graugrünlichen, oft etwas schieferigen Mergeln mit häufigen Mergelsandsteinlagen eingenommen. Blaugraue, helicidenführende Mergel fehlen nicht ganz, sind aber lange nicht so häufig wie im Aquitan der Kronbergzone. Relativ häufig erscheinen kohlige Mergelbänder.

Innerhalb der Speerschichten lässt sich eine basale, nagelfluhreichere, eine mittlere, mergel- und sandsteinreichere und eine obere, wiederum nagelfluhreichere Serie erkennen. Die basale Serie umfasst die bis zum Gipfel des Schorhüttenbergs und im Steintal die bis N Engialp reichenden Schichten. Sie enthält nur wenig Kalksandsteinbänke; einzelne ihrer Nagelfluhbänke, davon eine im Steintal fast unmittelbar über dem Rupélien liegende, können über 15 m mächtig werden. Die mittlere, mergel- und sandsteinreichere Serie reicht verschieden weit ins Hangende hinauf; im W scheint sie ausgeprägter zu sein als E des Steintals. In dem grossen Tobel, das sich vom Schorhüttenberg aus nach SW hin ins Wengibachtal zieht, sieht man an zwei Stellen Nagelfluhbänke von mehreren Metern Mächtigkeit nach SW hin «stumpf» in die Mergel hinein auskeilen. Teilweise gute Aufschlüsse in dieser Serie finden sich auch am W-Hang des Wengibachtales gegenüber von Hochwald. Die eingeschalteten Sandsteine sind Kalksandsteine von vorwiegend grobem Korn und oft ausgeprägter Kreuzschichtung und oft 2—6 m Mächtigkeit. In der oberen Serie folgen sich die einzelnen Nagelfluhbänke in kurzen Abständen. Die mächtigste Bank ist meist über 20 m stark und bildet mit mehreren weniger mächtigen Bänken zusammen eine im Gelände oft deutlich hervortretende Stufe.

Dieses markante Niveau lässt sich in ähnlicher Ausbildung überall wiedererkennen. Im Betrunsbach (Profil 26) ist es bei ca. 900 m Meereshöhe aufgeschlossen; im Tal des Wengibaches erkennen wir es in den Nagelfluhriffen von Mittler Wengi, die sich als deutlicher Riegel quer über das im übrigen mit Lokalmoräne ausgepolsterte Tal legen. Zwischen Wengibachtal und Steintal liegt der felsige Gipfel von P. 1529,0 (vgl. Tafel II und Profil 23) mit seinen dichtgedrängten Nagelfluhen, von denen die mächtigste über 20 m misst, in diesem Niveau. Die mächtigste Bank lässt sich von hier aus nördlich an Streuberg vorbei über das Steintal hinweg nach E weiterverfolgen.

Vielleicht entspricht diesem Niveau dasjenige des Gipfels des kleinen Stockbergs in der Speerschuppe.

β) **Ebnaterschichten** (Eb auf Tafel II).

Es wurde oben die Annahme gemacht, dass die unteren 1000 m der Chattienserie der Schorhüttenbergschuppe das stratigraphische Äquivalent der Unteren Bunten Molasse der Kronbergzone und ihrer westlichen Fortsetzung bilden. Die oberen maximal 1100 m würden demnach das stratigraphische Äquivalent der Ebnaterschichten bilden; es sind «Ebnaterschichten in Nagelfluhfazies». Die gegenüber den Ebnaterschichten der Kronbergzone geringere Mächtigkeit würde dafür sprechen, dass in der Schorhüttenbergschuppe lediglich ein unterer und ein mittlerer Teil derselben vorhanden ist. Von den Speerschichten unterscheiden sich diese Ebnaterschichten durch die häufigere Einschaltung mächtiger Kalknagelfluhen. Sie enthalten mindestens 35 Kalknagelfluhbänke von oft 5—10 m, öfters sogar 15—20 m Mächtigkeit, die sich am Gesamtprofil mit 30 bis über 50 % beteiligen. Das Bindemittel der Nagelfluh ist, wie schon in den Speerschichten, fast ausschliesslich graugelblich oder graublau, kalkig-sandig. Einschaltungen von Kalksandsteinschmitzen in den Nagelfluhen sind nicht so häufig wie in den Speerschichten. An verschiedenen Orten trifft man grobkörnige, mehr oder weniger kreuzgeschichtete Kalksandsteinbänke. Granitische Sandsteine scheinen vollständig zu fehlen. Dagegen wurden in den Nagelfluhen, wie übrigens schon in den Speerschichten, vereinzelt kristalline Gerölle gefunden (vgl. auch Kapitel «Speerschuppe»).

Die Mergeltypen sind dieselben wie in den Speerschichten. Neben vorherrschenden graugrünlichen, sandig-tonigen Mergeln erscheinen auch blaugrünliche und blaugrünlich-gelbbräunlich gefleckte, graue und bituminöse Mergel. Dünne Mergelsandsteinbänke, meist hart und mitunter knollig zerfallend, sind häufig eingeschaltet. An mehreren Orten fanden sich helicidenführende Mergel. Alle Fundstellen lieferten jedoch bis jetzt noch kein bestimmbares Material, ausgenommen diejenige von Betrunsbach (Profil 26), wo sich nach Baumberger (Lit. 14, p. 563) chattische Formen nachweisen liessen. Diese Fundstelle liegt im unteren Teil der Ebnaterschichten auf der Höhe von Alp Beischnaten.

Innerhalb der Serie lässt sich eine zweimalige stärkere Anhäufung von Nagelfluhen feststellen; die obere ist jedoch weitaus bedeutender.

Diese obere, nagelfluhreiche Serie bildet vor allem die Schichten, welche sich vom Gleiterspitz (Gle auf Tafel II und Profil 25) zum Wannenberg (Profil 23) hinüberziehen. Diese Schichten bestehen zu annähernd 50 % aus Nagelfluhen, deren stärkste Bänke über 20 m mächtig sind und stellenweise schon recht grosse Gerölle (von über 20 cm Länge) führen. Östlich des Steintalerbaches werden sie von der Zone Schorhüttenberg-Süd sukzessive nach E hin abgeschnitten. Die hangendsten, wieder etwas mergelreicheren Schichten von Hinter-Wengi sind nur im Bereich des Wengibachtals noch erhalten. Sie enthalten an einigen Stellen Einschaltungen von rötlichen Mergeln.

γ) **Zone Schorhüttenberg-Süd** (IV *c* auf Tafel I).

Diese, von zahlreichen tektonischen Störungen durchzogene Quetschzone umfasst ausschliesslich limnoterrestrisches Stampien (Chattien). Die meist unter 10 m mächtigen Nagelfluhen zeigen graublaues bis graugelbliches Bindemittel. Kalksandsteinbänke treten nur vereinzelt auf. Der lithologische Habitus entspricht somit durchaus demjenigen der übrigen Schorhüttenbergschuppe. Eine Ausnahme hievon machen nur Schichten im südlichen Teil der Quetschzone. Dort sind an verschiedenen Stellen, so SW und ENE Stofel (vgl. Tafel II und S. A.-Blatt 250bis Speer) rote Mergel aufgeschlossen.

2. Tektonik

Wie schon p. 88 erwähnt, wurde eine tektonische Trennung zwischen Kronbergzone und der heutigen Schorhüttenbergschuppe schon früher vermutet. So spricht Arn. Heim in Lit. 79, p. 634, von einer Überschiebung, die von Maseltrangen aus gegen Nesslau ziehe und dann unter den Säntis einsteche. Wir haben schon früher gesehen (p. 85 ff.), dass die Detailaufnahme diese Annahme bestätigt hat; die von Arn. Heim angenommene Überschiebung entspricht etwa unserer Tanzbodenaufschiebung. Der einzige Unterschied ist der, dass sich herausgestellt hat, dass die Fortsetzung dieser Aufschiebung östlich des Stockberges nicht unter den Säntis einsticht, sondern dass sie sich am Pfingstbodensporn (Profil 11) mit der später noch zu besprechenden Weissbachaufschiebung (We auf Tafel II) schneidet. Auch die von Cadisch (Lit. 40, p. 569) bei Ober Hochwald (SW des Tanzbodens) vermutete Aufschiebung entspricht ungefähr unserer Tanzbodenaufschiebung.

Eine Aufschiebung am Südrand der heutigen Schorhüttenbergschuppe wurde erstmals von Kesseli (Lit. 92, p. 154) im unteren Ïental vermutet und von Ochsner (Lit. 137, p. 657) zwischen Schänis und Speer nachgewiesen.

Erstmals wurde eine selbständige Molasseschuppe im Raume der heutigen Schorhüttenbergschuppe von Renz (Lit. 140, Übersichtskarte und Profile) angenommen. Nach diesem Autor verläuft die basale Aufschiebung jedoch südlich des Schorhüttenberges und quert dann bei Nesslau das Thurtal, weshalb für die Schuppe die Bezeichnung «Nesslauschuppe» vorgeschlagen wird. 1938 (Lit. 66, p. 372) habe ich den tatsächlichen Verlauf der basalen Aufschiebung zwischen Schorhüttenberg und unterem Ïental festgestellt und gezeigt, dass die Schorhüttenbergschuppe nach E nicht bis nach Nesslau reicht.

a) Die Schorhüttenbergaufschiebung (Sch auf Tafel II und Profilen)

Als «Schorhüttenbergaufschiebung» bezeichnen wir die basale Aufschiebung der Schorhüttenbergschuppe.

Im östlichen Teil der Schorhüttenbergschuppe verläuft die Schorhüttenbergaufschiebung am Nordrand des Rupéliens. Überall, wo Aufschlüsse vorhanden sind, zeigt sich, dass die Nordgrenze des Rupélienstreifens als Gleitfläche erster Ordnung aufzufassen ist. An allen diesen Stellen sieht man, wie stark gequälte, von zahllosen Rutschharnischen, Calcitadern usw. durchzogene, z. T. gefältelte Grisigermergel gegen N hin an ebenfalls stark gestörtem Chattien abstossen. Dies ist z. B. deutlich zu beobachten am Färnlibach, ca. 250 m W seiner Mündung in den Steintalerbach (vgl. auch Profile 17—22). Obwohl die Lagerungsverhältnisse zeigen, dass die Hauptgleitfläche in diesem Teil der Schorhüttenbergschuppe am Nordrand des Rupéliens anzunehmen ist, so darf doch meines Erachtens die Bedeutung der zahlreichen, südlich benachbarten, innerhalb der plastischen Grisigermergel gelegenen sekundären Gleitflächen nicht unterschätzt werden.

Im westlichen Teil der Schorhüttenbergschuppe sind die tektonischen Verhältnisse in der Umgebung der basalen Aufschiebung teilweise etwas komplizierter. Schon im Gebiet des Färnlilochs (Profil 22) wird aus dem mittelsteil S-fallenden Rupélienstreifen ein zunehmend flacher S-fallender Schichtkomplex. Im Profil des Tanzbodens (Profil 23) ist das S-Fallen der Rupélienschichten noch geringer; wie das Profil zeigt, bilden die Grisigermergel hier den Kern einer nach N überliegenden Antiklinale; unweit N der spitzen Antiklinalbiegung kann man eine sekundäre Schubfläche vermuten; die Hauptschubfläche verläuft

wenig weiter im N (vgl. Profil 23), ca. 500 m S des Tanzbodengipfels. Indem die genannte Antiklinale gegen WSW hin abtaucht, verschwindet der Rupélienkern schon zwischen Schorhüttenberg und Tanzboden unter dem flach gewölbten Chattienmantel; die Schorhüttenbergaufschiebung liegt daher hier innerhalb des Chattiens. Der Verfasser vermutet, dass sie an den Häusern von Ober Hochwald vorbei nach SW weiterzieht und den Wengibach etwa am Westrand des S. A.-Blattes 250bis Speer (vgl. Tafeln II und I) erreicht. Westlich des Wengitals lässt sie sich N an Alp Ober Steinegg (Profil 25) vorbei gegen den Löwenberg (Profil 26) weiterverfolgen. Die weitere Fortsetzung (vom Rufibach an nach SW) lässt sich wegen Moränenbedeckung nicht mehr sicher lokalisieren. Aus den tektonischen Verhältnissen am Westhang des Wengibachtales könnte übrigens geschlossen werden, dass an der fraglichen Stelle gar keine eigentliche Aufschiebung vorliege; gut sichtbar ist dort nur eine scharfe Umbiegung, an der die axial flach nach SW abtauchenden Schichten nach NNW zu in steiles NW-Fallen und schliesslich in steil überkipptes SE-Fallen übergehen (vgl. Tafeln II und III und Profil 25). Die Aufschlüsse bei Löwenberg (vgl. Profil 26) zeigen jedoch, dass sich NW an die erwähnte Biegung eine beträchtliche Störungszone anschliesst; im südlichen Teil derselben dürfte die Fortsetzung der Schorhüttenbergaufschiebung verlaufen.

An der betreffenden Stelle (ca. 300 m S der Häuser von Löwenberg, vgl. S. A.-Blatt 247 Schänis) sind auf ca. 890 m Höhe, unmittelbar E der steil E-fallenden Schichten der Gratrippe von Löwenberg, auf einer Profilbreite von ca. 20 m intensiv verruschelte und zerrissene, von zahlreichen Calcitadern durchzogene, senkrechte oder steil W-fallende Mergel und Mergelsandsteine aufgeschlossen. An dieselben schliessen sich nach E hin in über 5 m Aufschlussbreite relativ ungestörte, 55° nach SSE einfallende, grünlichgraue Mergel. Nach einigen Metern Unterbruch folgen gegen SE hin die ca. 20° nach SW axial abtauchenden Kalksandsteine der Schorhüttenbergschuppe.

Die Schorhüttenbergaufschiebung ist eine SE- bis S-fallende Schubfläche. Über die Steilheit des Einfallens erhält man Anhaltspunkte vor allem aus der Intersektion der Schubfläche mit dem Gelände und aus dem Einfallen der Grisigermergel, soweit dieselben nicht stark sekundär gestört sind. Danach haben wir ein vom Wengibachtal an gegen E zu allmählich immer steiler werdendes S-Fallen anzunehmen.

b) Tektonische Verhältnisse im Innern der Schorhüttenbergschuppe

Nicht nur die Schorhüttenbergaufschiebung, sondern in etwas geringerem Masse die ganze Schorhüttenbergschuppe bildet im Grundriss einen ausgeprägten, nach NNW vorgewölbten Bogen. Das Streichen der Schichten ist allerdings nicht gleichmässig bogenförmig. Im westlichen Teil ist es SW-NE, im östlichen Teil W-E (genauere Streichrichtungen vgl. Tafel III). Der Übergang zwischen diesen beiden Richtungen ist in den nördlichsten Teilen der Schuppe stark abgeschwächt, weiter südlich aber ziemlich plötzlich, so dass man ihn dort als Streichknick bezeichnen kann.

Zwischen Wengibachtal und Steintal vollzieht sich noch ein anderer wesentlicher Lagerungswechsel. Im östlichen Gebiet fallen die Schichten, abgesehen von dem stark «mitgenommenen» Ostzipfel der Schuppe, mit nur 30—40° nach S ein; sie sind nur entlang dem SSE-Rand der Schuppe teilweise in steilere Lage gedrückt (vgl. Profil 19). Westlich des Grates zwischen Wengibachtal und Steintal ergreift das steile SE-Fallen (55—70°) aber rasch die ganze Schichtserie, mit Ausnahme der nördlichsten, tiefsten Schichten. Auch westlich des Grates Gleiterspitz–Altwiesstock (Profil 25) fällt der mittlere und südliche Teil der Serie noch mit 50—60° nach SE ein. Ich halte dafür, dass diese auffällige Steilpressung, die auch in dem SSE anschliessenden Abschnitt der Speerschuppe (abgesehen von den topographisch höchsten Schichtteilen) wiederkehrt, einer letzten Schubphase ihre Entstehung verdankt. Es ist dies wahrscheinlich diejenige Phase, in welcher auch die Amdenermulde ihre heutige Gestalt erhielt und der Mattstock in seine jetzige Lage vorgeschoben wurde.

Wie aus Tafeln II, III und aus den Profilen zu entnehmen ist, ist die Aufschiebungshöhe des Rupéliens nicht überall dieselbe. Etwa im mittleren «Färnlibachtobel» zwischen Schorhüttenberg und Steintal, also dort, wo die Schuppe schon fast ihre grösste Breite hat, dürfte das Rupélien am höchsten emporgeschoben worden sein. Nach W zu taucht es unter das gewölbeartig umgebogene Chattien, das W des Schorhüttenbergs mit 20—26° nach SW axial abtaucht, d. h. annähernd so steil wie die Geländeoberfläche. Deshalb tritt am Wengibach nur noch gerade oberstes Rupélien zutage.

SW Ober Hochwald, etwa halbwegs zwischen dem Grat Schorhüttenberg–Tanzboden und dem Wengibach, liessen sich zwei kleine, isolierte Vorkommen von Grisigermergeln feststellen

(vgl. Tafel II und Profil 24). Das nördliche der beiden liegt im Kern einer kleinen, offenen Sekundärantiklinale; das südliche findet sich, von Horwerplatten und Nagelfluh normal überlagert und durch den Fund eines *Cardium sp.* (Fundstelle angegeben auf Tafel II) belegt, dort, wo die flach nach SW abtauchenden untersten Nagelfluhen der Schorhüttenbergschuppe plötzlich nach NW hin steil abknicken. Östlich dieser Stelle beschreibt die erwähnte Abknickung im Grundriss offenbar eine Ausbuchtung nach SE hin; dies dürfte der Grund sein, warum der erwähnte südliche Aufschluss von Grisigermergeln nicht weiter nach E reicht.

Östlich vom mittleren «Färnlibachtobel» (Profil 21) verschmälert sich der Rupélienstreifen zusehends. Mit dieser Verschmälerung geht zweifellos auch eine gewisse Reduktion der Aufschiebungshöhe des Rupéliens parallel.

Besonderes Interesse verdienen die tektonischen Verhältnisse am Ostende der Schuppe. Während hier, in der Gegend von P. 1140,5 (vgl. Tafel II und Profil 18: Laueweid), die chattischen Schichten nach E weiterstreichen (genaue Streichrichtung s. Tafel III), biegt der Rupélienstreifen im Streichen allmählich nach ESE um und behält dann diese Richtung bis an den Ïenbach bei. An der Grenzfläche Rupélien-Chattien, d. h. genauer zwischen den plastischen Grisigermergeln einerseits und den südlich anschliessenden chattischen Nagelfluhen, Sandsteinen und Mergeln anderseits, bildet sich deshalb eine tektonische Diskordanzfläche aus. Dadurch wird das Rupélien hier vollständig tektonisch isoliert; es «spiesst» gewissermassen zwischen zwei steil SSW-fallenden Schubflächen durch die diskordant gelagerten chattischen Serien hindurch.

Ein guter Aufschluss in diesen «tektonisch selbständig gewordenen» Grisigermergeln liegt etwa 250 m SW P. 897,5 (vgl. S. A.-Blatt 236 Ebnat) bei Koord. ca. 731,65/231,25. Hier streicht die Rupélienzone als solche WNW-ESE (Azimut 120—125°); die einzelnen Grisigermergelschichten jedoch bei annähernd senkrechtem Fallen SW-NE (Azimut 30—40°). Sie zeigen alle Zeichen starker tektonischer Beanspruchung. Nach NNE hin schliesst sich an die Grisigermergel 56° nach 160° fallende Kalknagelfluh an, nach SSW hin 35—45° nach 210—220° fallende Kalknagelfluh.

Analoge «Durchspiessungen» von Grisigermergeln längs steilen Schubflächen konnte ich in tektonisch ähnlicher Lage im Ostteil der Kräzerlischuppe feststellen.

Wenn wir die Verteilung der Rupélienzüge im Längsprofil der subalpinen Molasse eines grösseren Gebietes, d. h. etwa von der Zentralschweiz bis zum Vorarlberg, verfolgen, so zeigt sich, dass sie recht unregelmässig ist; das Erscheinen von Rupélienzügen ist offenbar in erster Linie durch die lokale Tektonik bedingt. Es lässt sich dabei feststellen, dass Rupélien in grösserer Mächtigkeit vorwiegend dort an die Oberfläche tritt, wo die Schuppung in den alpennäheren Teilen der subalpinen Molasse besonders intensiv ist. Das Erscheinen von Rupélien inmitten der Speernagelfluhen dürfte daher mit der starken Dislokation dieses Nagelfluhzentrums zusammenhängen.

c) Tektonik des Südrandes

Der Südrand der Schorhüttenbergschuppe ist tektonisch stark gestört. Die Verstellungen beginnen an einigen Orten schon innerhalb der alpenwärts, d. h. S- oder SE-fallenden Schichten; sowohl bei Schänis als auch wieder im östlichen Teil der Schuppe liegt schliesslich am Südrand eine Zone steilgestellter Gesteine von wechselnder Breite, die Zone Schorhüttenberg-Süd (IV *c* auf Tafel I). Diese Zone ist teilweise von zahlreichen internen Schubflächen durchzogen; wir können sie deshalb als Quetschzone bezeichnen.

Sehr interessante und komplizierte Verhältnisse zeigen sich S des Wannenberggipfels (Profil 23 und Fig. 16).

Während die Schichten des Wannenberggipfels schon W dieses Berggipfels nach E hin von SW-NE-Streichen allmählich in W-E-Streichen übergehen und gleichzeitig ihr steiles SE-Fallen zu mittelsteilem S-Fallen wird, behalten die südlich anschliessenden Schichten auch östlich des Wannenberg-Querschnittes das steile SE-Fallen und das SW-NE-Streichen bei. Infolgedessen bildet sich zwischen diesen beiden Schichtkomplexen, die SW des Wannenberggipfels noch in normalem stratigraphischem Zusammenhang stehen, südlich des Wannenberggipfels eine sekundäre Schubfläche heraus. Dieselbe lässt sich auf der Ostseite des Wannenbergs gegen die Elisalp hin verfolgen. Der genannte, südliche Komplex steil SE-fallender Schichten ist im S durch eine synklinalartige Störung begrenzt, die W der

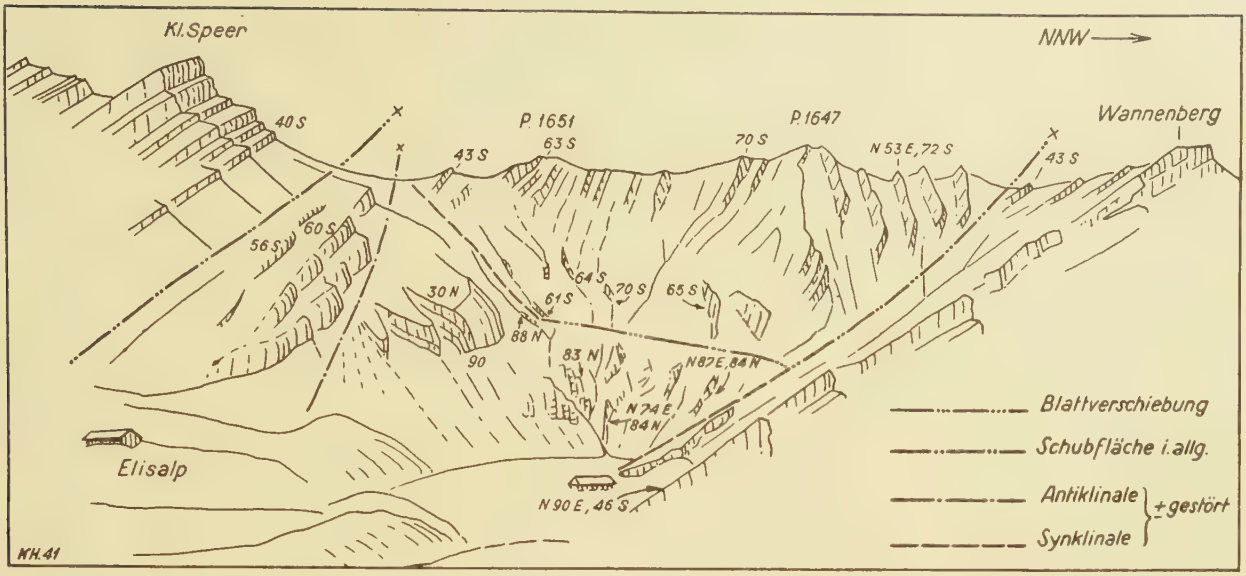


Fig. 16. Detailtektonik am Südrand der Schorhüttenbergschuppe auf der Westseite des obersten Steintals

Elisalp nach N versetzt ist (vgl. Fig. 16). Weiter südlich (Fig. 16) lässt sich im Gebiet der Elisalp eine unvollständige Antiklinalbiegung konstatieren; südlich derselben folgen 50—60° SSE-fallende Schichten; diese bilden den südlichen Abschluss der Quetschzone.

Die Tektonik des Gebietes Elisalp–Bütz–Brämacherhöhe (Profile 21—22) lässt sich wie folgt kurz skizzieren: Im N setzen die Wannenberggipfelschichten nacheinander zu breiter, axial W-fallender Synklinalbiegung an; knapp südlich derselben folgt die Randstörung der Quetschzone. An der Brämacherhöhe selbst kommt es nicht einmal zu einer eigentlichen Synklinalbiegung; die Randstörung liegt dort unmittelbar N des Gipfels (vgl. Fig. 17).

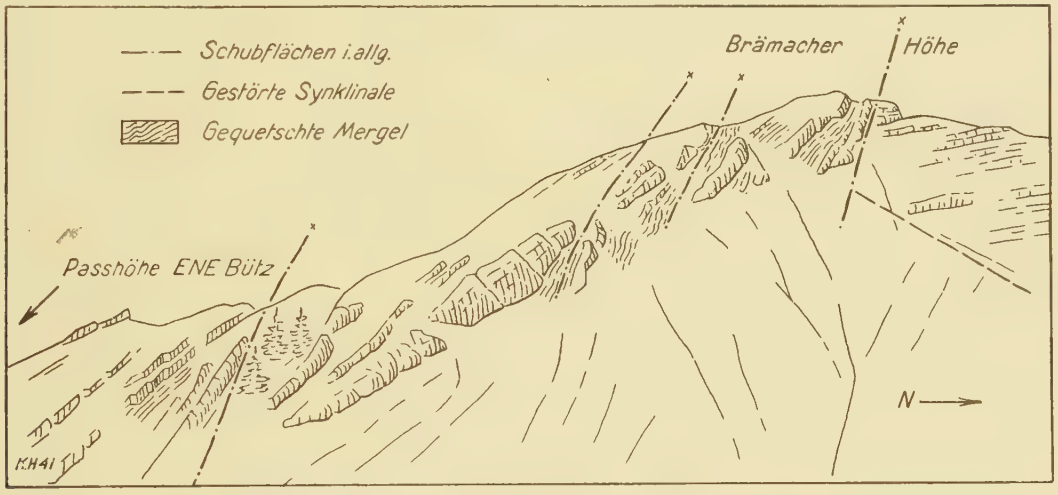


Fig. 17. Detailtektonik am Südrand der Schorhüttenbergschuppe nördlich des Speermürli

S des Gipfels der Brämacherhöhe (Bräm auf Tafel II) folgen zunächst zwei sekundäre Schubflächen (vgl. Fig. 17), die sich nicht weit nach W verfolgen lassen. Weiter südlich, d. h. ca. 100 m N der Hütte von Bütz (vgl. S. A.-Blatt 250bis Speer und Tafel II), zieht eine steil nach N überliegende, gestörte Antiklinale durch, die sich nach ENE gegen die Passhöhe von Bütz hinauf verfolgen lässt. Weiter östlich (äusserste Schubfläche links auf Fig. 17) ist ihr Nordflügel verschwunden, aus der Antiklinalstörung ist eine «gewöhnliche» Schubfläche geworden.

Noch weiter östlich, im Gebiet N und NE Stofel (Profile 19—20) ist die Nordgrenze der Zone Schorhüttenberg-Süd etwas nach N versetzt; sie ist wiederum als Kernstörung einer Synklinale aufzufassen, die nach W hin axial abtaucht. Die SSE anschliessenden Schichten bilden im Gebiet von Heidlenwald (Profil 19) in einer Mächtigkeit von mindestens 200 m einen einheitlich steil N-fallenden bis steil überkippten Mulden-Südflügel. Der Nordflügel ist in diesem Gebiet in der Nähe der synklinalen Kernstörung von lokalen Störungen, vor allem einzelnen Brüchen kleinen Ausmasses, durchsetzt. Bei dem grössten unter den beobachteten Brüchen ist der Ostflügel um 7—8 m nach N vorgeschoben.

Östlich des Heidlenwaldes wendet sich die Nordgrenze der Zone Schorhüttenberg-Süd scharf nach NE. Die Quetschzone besteht auch hier wieder, wie im Gebiet des Heidlenwaldes, zur Hauptsache aus dem Südflügel einer Synklinale; nur streichen die Schichten meist nach NNE und fallen z. T. mit nur 20—40° nach WNW ein (vgl. Tafel III). Als Ostende der Zone Schorhüttenberg-Süd kann man vielleicht das Chattienpaket betrachten, welches SW der Zwirnereien auf der Südseite des Ïenbaches (Profil 17) erschlossen ist. Ich nehme an, dass es in einer späteren Phase gegenüber der übrigen Schorhüttenschuppe eine kleine Relativbewegung gegen NE hin ausgeführt hat. Daraufhin deuten vor allem W-E-streichende Grisigermergel, welche E des Ïenbaches beim Stauweiher (am NE-Ende dieses Schichtpaketes, SW der Zwirnereien) in einem kleinen Aufschluss sichtbar waren und die ich als abgerissene Fortsetzung des Basisrupéliens der Schorhüttenbergschuppe betrachten möchte.

d) Fortsetzung der Schorhüttenbergschuppe nach Westen

Der beidseits der Linthlinie bestehende Gegensatz zwischen helvetischem und ostalpinem Streichen (vgl. auch R. Staub, Lit. 163) hat sich der Speerschuppe in Form eines nicht sehr starken, aber deutlichen Streichknickes aufgeprägt. Es scheint nun, dass auch das Zurückschwenken der Schorhüttenbergschuppe gegen die Linthebene hin auf den Einfluss des östlich der Linthebene wirksamen, mehr SE-NW gerichteten Schubes zurückgeht. Dabei ist es möglich, dass die Schorhüttenbergschuppe im Raume der Linthebene W Schänis ganz aufhört; in diesem Falle würde also die Rempenaufschiebung Ochsners (vgl. Lit. 137) sich nach E zu nicht in die Schorhüttenbergaufschiebung fortsetzen.

B. Die Kräzerlischuppe (IV d—IV g auf Tafel I)

Die Kräzerlischuppe (Benennung nach der Lokalität Kräzerli NW Schwägalp) schiebt sich als langes, schmales Band zwischen Kronbergzug und Säntisgebirge. Morphologisch ist das Gebiet durch die Quertäler der Urnäsch und des Tossbaches (Profile 8—9) und weiter östlich durch die südlichen Seitenbäche des Weissbaches stark gegliedert. Der südliche Teil der Schuppe ist von den Schutthalden und Lokalmoränen am Fusse der nördlichsten Kette des Säntisgebirges weitgehend zugedeckt.

In tektonischer Beziehung lassen sich drei durch «Knitterfaltungen» getrennte Teilschuppen unterscheiden, die Kräzerli-Teilschuppe im W, die Leuenfall-Teilschuppe in der Mitte und die Eugsttobel-Teilschuppe im E.

1. Stratigraphie

Am Aufbau der Kräzerlischuppe beteiligt sich brackisch-marines Unterstampien (Rupélien) und limnoterrestrisches Stampien (Chattien). Das Rupélien ist in einer maximalen Mächtigkeit von gegen 100 m aufgeschlossen; vom Chattien sind maximal 1400 m erhalten. Es hat sich damit herausgestellt, dass die früher (Lit. 140) vertretene Ansicht, dass das ganze Gebiet dem Rupélien angehöre, unrichtig ist.

a) Rupélien (Zone IV f auf Tafel I)

1926 entdeckte A. Ludwig (Lit. 120, p. 84) erstmals fossilführendes, brackisch-marines Rupélien in den beiden «Eugsttöbeln» (ca. 3 km SW Weissbad, vgl. Tafel II und Profile 2*b* und 3). 1938 hat der Verfasser (Lit. 66) gezeigt, dass dieses Rupélien einer besonderen Schuppe (Kräzerlischuppe) angehört. Wie aus Tafel II zu entnehmen ist, zieht sich dieser Rupélienzug vom Hagtobel (Profil 2) an nach

WSW durch die Töbel E und W Eugst bis in die Gegend S Lehmen. Im östlichen Teil ist er nur an zwei Orten direkt feststellbar: im Hagtobel unterhalb der Strassenbrücke (Koord. ca. 749,63/240,9, S. A.-Blatt 238 Schwende) und 0,9 km weiter WSW bei Hinterwart, beidseits der Strasse Weissbad–Lehmen. Die westlichsten Aufschlüsse befinden sich in einem kleinen Tobel ca. 300 m SE Lehmen bei ca. 1000 m ü. M. (vgl. S. A.-Blatt 238 Schwende). Die einzelnen Profile weichen nur wenig voneinander ab, soweit die sekundären Störungen, die an einigen Orten vor allem im Hangenden des Rupéliens auftreten, dies zu beurteilen gestatten. Mit dieser Einschränkung lässt sich ungefähr folgendes «Normalprofil» aufstellen:

1.	Bunte Mergel, Kalksandstein (grobkörnig, z. T. konglomeratisch) und einzelne Kalknagelfluhbänke.	Chattien
2. 10—>15 m	Kalksandstein, im oberen und mittleren Teil mehr oder weniger grobkörnig, uneben spaltend, kreuzschichtig; im mittleren Teil z. T. bereits mit dünnen Zwischenlagen von Grisigermergeln; im unteren Teil in Plattensandsteine vom Typus der Horwerplatten übergehend. Letztere z. T. mit brackischen Fossilien	Rupélien
3. über 30 m	Grisigermergel mit nach oben zunehmender Einschaltung von bis über 40 cm mächtigen, sehr harten Kalksandsteinbänkchen. An einigen Stellen Einschaltungen von weichem, glimmerigem Sandstein.	Rupélien

Wie in der Schorhüttenbergschuppe, fehlen auch in diesem Profil mächtigere Horwerplatteneinschaltungen innerhalb der Grisigermergel (3 des Profils); dies im Gegensatz zu gewissen Profilen des Rupéliens am Stockberg-Nordfuss (vgl. Kapitel Speerschuppe). Die eigentlichen Horwerplatten bilden hier lediglich den untersten Teil der mächtigen Sandsteinbank, welche das Rupélien nach oben abschliesst. Besondere Erwähnung verdienen geringmächtige Einschaltungen von weichem, glimmerigem Sandstein (vgl. p. 132) im oberen Teil der Grisigermergel im Gebiet Eugsttobel–Lehmenwald. In diesen Einschaltungen finden sich die meisten «*Cyrenen*».

Über die Fossilführung der Horwerschichten des Eugsttobel-Hagtobel-Gebietes hat sich bereits A. Ludwig (Lit. 120 und 123, p. 140) geäussert. Sie lässt sich wie folgt charakterisieren:

Vorherrschend ist meist *Polymesoda convexa* Brgt., früher als «*Cyrenen*» beschrieben. Daneben finden sich — nicht überall gleich häufig — mindestens zwei, jedoch nicht näher bestimmbare Arten von *Cardien*, ferner unbestimmbare Steinkerne eingeschwemmter kleiner *Süsswasser-Gastropoden*. Die überwiegende Mehrzahl der Fossilien liegt in stark sandig-glimmerigen, dunkelgrauen-grünlichgrauen Mergeln, die auch als tonige Glimmersandsteine bezeichnet werden könnten, in den obersten 20 m unter dem Horwersandstein. Darin dominieren meist die «Cyrenen» (so im westlichen Eugsttobel (bei Koord. ca. 748,37/239,95) und im Tobel ca. 150 m westlich dieses Tobels; seltener überwiegen Cardien (im Tobel ca. 300 m SE Lehmen). Muschel-Agglomerate, wie sie z. B. für das Rupélien des Stockberg-Nordhanges und dasjenige von Bilten W der Linthebene kennzeichnend sind, fehlen vollständig; die Fossilien — meist Steinkerne mit erhaltener Skulptur und weissen Schalenresten — sind in grosser Anzahl lose verstreut, die «Cyrenen» häufig mit aufgeklappter, die Cardien meist mit zusammengeklappter Schale. Vereinzelt finden sich auch Cardien und «Cyrenen» in hartem Glimmersandstein, u. a. in den eigentlichen Horwerplatten (Niveau 2 des vorstehenden Profils), so im Hagtobel, wo die Oberfläche einer Horwerplattenbank dicht mit «Cyrenen» und Cardien besetzt ist. Innerhalb der als «gewöhnlicher», grobkörnigerer Kalksandstein ausgebildeten Hauptmasse der Sandsteinbank Nr. 2 am oberen Abschluss des Rupéliens fehlen dagegen brackische Fossilien.

b) Detailprofile durch die Grenzregion Rupélien-Chattien

Die folgenden beiden Detailprofile durch die Grenzregion Rupélien-Chattien (vgl. auch Fig. 15, p. 93, Profile 7 und 8) sollen das schon früher (p. 92) Gesagte weiter belegen. Auch hier kann angenommen werden, dass die über den Grisigermergeln anschliessende, mächtige Kalksandsteinbank einen eigentlichen Leithorizont bildet. Im Hangenden desselben fehlen auch in diesem Gebiet brackische Rekurrenzen vollständig. Deshalb rechnen wir die unmittelbar hangenden Schichten nicht mehr zum Rupélien, sondern zum Chattien.

1. Westliches Eugsttobel (Profil Nr. 7, Fig. 15, p. 93).

Chattien	1.	über 5 m	Kalknagelfluh und Kalksandstein, von zahlreichen kleinen, schwach nordfallenden Längsbrüchen durchzogen, längs denen jeweils der Unterflügel etwas vorgeschoben ist. 72° SSE-fallend. Untergrenze = sekundäre Schubfläche.
	2.	ca. 2—3 m	Grünliche, tonige Mergel.
	3.	ca. 1 m	Kalknagelfluh, oben mit Kalksandstein abschliessend, mit Sohlenpflasterung im liegenden Mergel.
	4.	über 2 m	Knollig-schieferige, grünlich-bräunliche, unten violette Mergel mit kleinen Konkretionen.
	5.	1½—2 m	Kalksandstein.
	6.	ca. 10 m	Gelb-blaugraue und grünliche Mergel mit violetten tonigen Bändern und Mergelsandsteineinlagerungen.
	7.	ca. 8 m	Kalknagelfluh mit Kalksandsteineinlagen.
	8.	ca. 25 m	Vorwiegend Mergel (schlecht aufgeschlossen), darunter violettrote.
	9.	ca. 5 m	Kalksandstein, unten mit Kalknagelfluh abschliessend.
	10.	ca. 8 m	Vorwiegend Mergel (schlecht aufgeschlossen).
Rupélien	11.	ca. 5 m	Horwersandstein (Typus des gewöhnlichen Kalksandsteins).
	12.	dünne Lage	Glimmerreiche, Pflanzenhäcksel führende graue, tonige Sandmergel (Grisigertypus), wahrscheinlich bereits eigentliche Grisigermergel.
	13.	ca. 7 m	Horwersandstein, oben Typus des gewöhnlichen Kalksandsteins (mittelkörnig, kreuzgeschichtet, glimmerarm), unten in Horwerplatten mit dünnen Grisigermergelzwischenlagen übergehend. 64° SSE-Fallen.
	14.	über 30 m	Grisigermergel, in den oberen 20 m mit zahlreichen, bis über 40 cm dicken, äusserst harten Horwersandsteinbänkchen (Typus feinkörniger Glimmersandstein = Horwerplatten), die zwischenliegenden Mergel gegen oben z. T. als «*Cyrenen*» führende Sandmergel (auch als weiche, tonige Glimmersandsteine zu bezeichnen) ausgebildet.

2. Hagtobel (Profil Nr. 8, Fig. 15, p. 93).

Chattien	1.	über 10 m	Graugrünliche, zum Teil rotgefleckte Mergel mit Mergelsandsteinlagen, 45—50° nach 154° (SSE)-fallend.
	2.	ca. 5 m	Kalknagelfluh, oben mit Kalksandstein abschliessend.
	3.	ca. 12 m	Graugrünliche Mergel, 52° nach 155° fallend.
	4.	ca. 7 m	Kalknagelfluh (Fundament der Strassenbrücke). Untergrenze = sekundäre Schubfläche.
	5.	ca. 14 m	Hauptsächlich Mergel (schlecht aufgeschlossen).
	6.	ca. 4 m	Kalksandstein.
	7.	ca. 7 m	Hauptsächlich Mergel (schlecht aufgeschlossen), auf der Westseite des Tobels mit Nagelfluheinlagerung.
	8.	über 7 m	Kalknagelfluh, oben mit Kalksandstein abschliessend, 63—70° nach 148° fallend, von zahlreichen kleinen N-fallenden Längsbrüchen durchsetzt, an denen die Unterflügel treppenartig nach Norden vorgeschoben sind.
	9.	2—10 m	Stark gepresste und zerscherte, von steil nordfallendem Clivage durchsetzte, zerscherte Rotmergel.
	10.	über 5 m	Kalknagelfluh.
	11.	ca. 5 m	Kreuzgeschichteter, mittelkörniger Kalksandstein.
	12.	0—50 cm	Kohlige, sandige Mergel.
Rupélien	13.	ca. 18 m	Horwersandstein, Typus gewöhnlicher Kalksandstein (mittelkörnig, dickbankig, kreuzschichtig). Nur zuunterst in dünne, feinkörnige Horwerplatten mit Grisigermergeleinschaltungen übergehend. Die Führung brackischer Fossilien («*Cyrenen*», *Cardien*) beschränkt sich auf diesen untersten Abschnitt.
	14.	über 20 m	Grisigermergel, gegen oben mit zunehmender Einschaltung von dünnen, sehr harten, bis über 20 cm mächtigen Horwersandsteinbänkchen (Typus feinkörniger, harter Glimmersandstein).

c) Chattien (Zonen IV d, IV e und IV g auf Tafel I)

Die erhaltene Mächtigkeit des limnoterrestrischen Stampiens (Chattien) kann zu maximal 1300 bis 1500 m geschätzt werden. Tektonische Komplikationen und Quartärbedeckung gestatten keine exakte Angabe der Gesamtmächtigkeit der Chattienserie. Obiger Mächtigkeitsangabe liegt die Schätzung zugrunde, dass das unterste, im Kräzerligebiet aufgeschlossene Chattien 300—500 m über der Rupéliengrenze liegt. Wie der Vergleich mit der Mächtigkeit des Kronberg-Chattiens zeigt, muss angenommen werden, dass die Chattienserie der Kräzerlischuppe gegen oben hin sehr unvollständig ist; sie dürfte nur bis in die unteren Ebnaterschichten hinaufreichen.

α) **Speerschichten** (Sp auf Tafel II).

Die Speerschichten gliedern sich im Bereich der Kräzerlischuppe in einen unteren, Kalknagelfluh führenden, einen mittleren, nagelfluhfreien und einen weniger mächtigen oberen, wieder Kalknagelfluh

führenden Komplex. Im westlichen und mittleren Teil ist von der unteren Nagelfluhserie lediglich ein oberer Teil vorhanden. Bereits vollständiger ist sie in der Leuenfall–Teilschuppe; in der Eugsttobel-Teilschuppe schliesslich erscheinen auch die liegendsten Teile. Diese Serie enthält 10—15 hauptsächliche, z. T. Kalksandsteinschmitzen führende Kalknagelfluhriffe von meist unter 10 m Mächtigkeit und fast durchwegs grauem, sandig-kalkigem Bindemittel; ferner bis über 5 m mächtige, grobkörnige, oft Pyrit, Pflanzenhäcksel und Kohle führende Kalksandsteinbänke. Nagelfluh und Kalksandstein machen zusammen weniger als ¼ der gesamten Schichtmächtigkeit aus. Die Mergel im unteren und mittleren Teil dieser Serie, d. h. in der Leuenfall- und Eugsttobel-Teilschuppe, sind vorwiegend bunt. Die häufigsten Tönungen sind rotviolett, rotgelb gefleckt, rotgrün gefleckt, blaugrünlichgelb gefleckt, graugrünlich und blaugrau. Vereinzelt trifft man bituminöse, dunkelgraue Mergelbänder. Im oberen Teil der Serie, der vor allem in der Leuenfall- und Kräzerli-Teilschuppe aufgeschlossen ist, überwiegen graugrünliche, gelb-blaugrünlich gefleckte und graublaue Mergel; rote Tönungen bilden hier nur vereinzelte, geringmächtige Einschaltungen, die anscheinend gegen Osten zu etwas häufiger werden. Dass es sich dabei um den Beginn eines grösseren Faziesüberganges handeln dürfte, zeigen die Verhältnisse in dem benachbarten Gebiet E der Sitter. Dort ist das Hangende des marin-brackischen Unterstampiens nämlich vollständig in der Mergelfazies der Unteren Bunten Molasse entwickelt [1]). Aus den obigen Ausführungen kann man schliessen, dass sich der Faziesübergang Speerschichten-Untere Bunte Molasse in diesem Teil des Chattiens schon in der Eugsttobel- und Leuenfall-Teilschuppe vollzieht.

Manche Nagelfluhbänke lassen sich in etwa konstant bleibender Mächtigkeit über mehrere 100 m hin im Streichen verfolgen; im allgemeinen sind jedoch Auskeilungen recht häufig, besonders in der Leuenfall- und Eugsttobel-Teilschuppe. Der bemerkenswerteste Fall einer Auskeilung ist die Nagelfluh des Leuenfalles (Profil 4). Wie aus Fig. 22 (p. 111) zu ersehen ist, keilt diese 200 m westlich des Leuenfalls noch ca. 30 m mächtige Kalknagelfluhbank — die mächtigste der ganzen Kräzerlischuppe — nach E hin allmählich vollständig aus. Schon auf der Westseite des Leuenfalls kann man beobachten, wie sich inmitten der scheinbar einheitlichen Nagelfluhbank höckerig verlaufende Erosionsflächen mit eingeschalteten Mergeltaschen finden (vgl. Fig. 18); dadurch ist nachgewiesen, dass die scheinbar einheitliche Nagel-

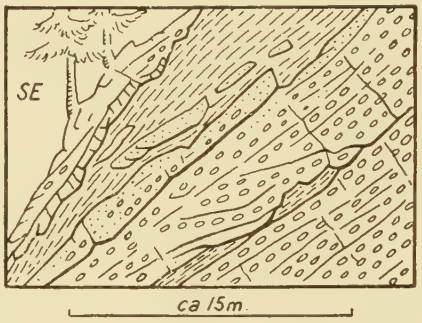


Fig. 18. Detail aus der Leuenfall-Nagelfluh an der Leuenfallstrasse auf der Westseite des Leuenfalles.
Die am rechten Bildrand sichtbare mächtige Nagelfluhbank besteht in Wirklichkeit aus zwei verschiedenen, nacheinander entstandenen Bänken. Die trennende Mergelschicht ist vor Ablagerung der oberen Bank unter der Mitte des Bildes teilweise, rechts ganz erodiert worden. So entstand die in der rechten Bildhälfte unter der Bildmitte sichtbare «Mergeltasche», übrigens eine sehr verbreitete Erscheinung in vielen Nagelfluhen der subalpinen Molasse.
Die Mächtigkeitsreduktion der oberen Mergelschicht gegen die linke untere Bildecke zu ist dagegen tektonischer Natur.

fluh aus mehreren zeitlich getrennten Schüttungen besteht. Gegen Osten zu werden dann aus den Erosionsflächen mit Mergeltaschen bald zusammenhängende Mergelzwischenlagen, deren Mächtigkeit auf Kosten der Nagelfluh — bei gleichbleibender Gesamtmächtigkeit des Komplexes — weiterhin anwächst. So löst sich die Leuenbachnagelfluh schliesslich in vier Teilbänke auf, von denen aber nur die zweitoberste, durch Aussetzen basaler Partien nach E hin ebenfalls schmächtiger werdende Bank über das nächstöstlichere Tobel hinausreicht, um sich weiter östlich schliesslich in zwei Teilbänke von geringer Mächtigkeit aufzuspalten. Es scheint, dass auch nach W hin, d. h. westlich der Berneregg (Profil 5), die Leuenfallnagelfluh an Mächtigkeit abnimmt. Diese Verhältnisse sprechen dafür, dass man die Leuenfallnagelfluh als einen kleinen «Spezialschuttfächer» betrachten muss, d. h. als eine breite, ungefähr SSW-NNE-verlaufende Nagelfluhstromrinne, die von mehreren aufeinanderfolgenden Nagelfluhschüttungen immer wieder neu geschaffen und wieder ausgefüllt wurde.

Im obersten Weissbachgebiet liefert der Bruggerwaldbach W Herz (Profil 7) folgendes, recht vollständige Profil durch die hangendsten, recht nagelfluhreichen Schichten der unteren Nagelfluhserie:

1. 1,8 m Kalknagelfluh (mit einzelnen Gneis- und Quarzgeröllen und Kalksandsteinschmitzen).
2. 4 m Mergel.
3. 2 m Kalksandstein, plattig, blaugrau, kreuzschichtig.
4. ca. 8 m Gelbbraun-graugrünlich gefleckte Mergel mit vielen bläulichen und rötlichen Bändern und dünnen Mergelsandsteinbänken. Zuoberst ein 10—40 cm mächtiges Band kohliger Schiefermergel.

[1]) Darin dominieren violettrote Mergel allerdings nicht so ausgesprochen wie z. B. am Stockberg-N-Hang (vgl. Kapitel «Speerschuppe», p. 118) oder wie an der Basis der Rigiserie im Hüritalgebiet (S Ägeri).

5. über 12 m Knaueriger, kreuzschichtiger Kalksandstein, infolge lockeren Bindemittels z. T. ähnlich porös wie granitischer Sandstein. Kohlige Feinbänderung.
6. ca. 4 m Grobkörniger, dunkelgrauer Kalksandstein mit Geröllschnüren und Pflanzenhäcksel. Verbreitetster Kalksandsteintypus der Kräzerlischuppe.
7. 3 m Graue Mergel.
8. 3 m Kalknagelfluh.
9. ca. 6 m Kalksandstein ähnlich 5.
10. über 10 m Rostrote, gelbbläulich-rötliche und dunkelgraue Mergel.

Analoge Profile können WSW Schutzenälpli (Profil 8), ferner am alten Säntisweg NW Gasthaus Kräzerli und auf der Südseite des E Grosskräzeren mündenden Seitentobels (zwischen Hornwald und Kräzerli) studiert werden.

Die mittlere, nagelfluhfreie Serie ist im W gegen 200 m, im E — vorwiegend auf Kosten der unteren Nagelfluhserie — etwa 300 m mächtig. Sie lässt sich von der Gegend von Schiltmoos im oberen Lutherntal (Profil 10) über den Kräzerlipass zum Kräzerli und weiter durch den Kohlwald verfolgen. Sie ist dann wieder aufgeschlossen S Schutzenälpli (zwischen Profilen 7 und 8); weiter östlich lässt sie sich am mittleren Potersalperfall und in der Gegend N Dunkelberndli (vgl. Tafel II) feststellen. Der unterste Teil der Serie ist durch den Strassenbau auf der Südseite des Weissbaches bei der Mündung des Potersalperfallbaches sehr gut erschlossen. Am Leuenbach östlich Herrenberndli (Profil 5) beginnt sie etwa oberhalb 1060 m (vgl. S. A.-Blatt 238 Schwende).

Nagelfluhen fehlen sozusagen völlig; die Mergel sind vorwiegend graugrünlich, gelbbräunlich gefleckt, graublau, mitunter auch violettrot geflammt. Verschiedenenrots trifft man graue, weiche, tonige Sandsteine mit millimeterfeinen kohligen Bänderungen («Jahresschichtungen»). Ziemlich regelmässig sind 5—10, meist unter 6 m mächtige Bänke eines oft grobkörnigen, Pflanzenhäcksel führenden Kalksandsteins eingeschaltet.

Die mindestens 200 m mächtige obere nagelfluhführende Serie hebt sich durch mehrere mächtigere Nagelfluheinschaltungen, die zusammen 10—15 % des gesamten Schichtprofils ausmachen, deutlich ab. Besonders auffällig ist ein anscheinend auf grössere Strecke durchziehender Nagelfluh-Kalksandstein-Horizont, der ca. 400 m ESE Kräzerli die Urnäsch quert, dann durch den mittleren Kohlwald zieht, und den Bruggerwaldbach WSW Egg (vgl. S. A.-Blatt 238 Schwende) erreicht. Am Bruggerwaldbach liegt hier folgendes Profil vor:

1. über 5 m Gelbblau gefleckte, tonig-bröckelige Mergel.
2. über 20 m Neutralgraue, grisigermergelähnliche, feinsandig-glimmerig-tonige Mergel mit Einschaltungen dünnerer, harter Mergelsandsteinbänkchen, graugrünlicher Mergel und eines bituminösen Bandes.
3. über 12 m Kreuzgeschichteter, plattiger, dunkelblaugrauer, kohliger, stark pyritführender Kalksandstein mit Geröllagen und Nagelfluhbändern. Grünliche Tongallen in grobem Sandstein und in der Nagelfluh; blaugraue sandige Mergelzwischenlagen.
4. ca. 25 m Mergel (schlecht aufgeschlossen).
5. ca. 8 m Kalknagelfluh, zuoberst in kohleführenden, mergeligen Kalksandstein übergehend.
6. ca. 10 m Graugrüne und gelbblaue Mergel.
7. 2 m Plattiger, kohliger Kalksandstein.

An der Urnäsch liegt im oberen Teil der Serie eine weitere Anhäufung mehrerer bis 10 m mächtiger Nagelfluh- und Kalksandsteinbänke; im Potersalperbach treffen wir dagegen fast ausschliesslich Mergel und Sandsteine, darunter etwas an Horwerplatten gemahnende, ziemlich feinkörnige, Pflanzenhäcksel führende Plattensandsteine, und bei den Mergeln neben gewöhnlichen graugrünlichen und graublauen auch graue tonige und sandige, zum Teil etwas an Grisigermergel erinnernde Typen. In graugrünlichen Mergeln liegt unterhalb Ober-Borstbühl ein kleines Kohlenflöz.

β) **Ebnaterschichten** (Eb auf Tafel II).

Die Verbreitung der als Äquivalent der unteren Ebnaterschichten der Kronbergzone betrachteten obersten, maximal 400—500 m mächtigen Serie der Kräzerlischuppe beschränkt sich im wesentlichen auf das Gebiet W und NE Schwägalp (zwischen Profilen 8 und 9) und Kammhalde–Potersalp. Weiter östlich fallen nur noch die Schichten von Ober-Borstbühl in dieses Niveau. Starke Moränen- und Schuttbedeckung sowie tektonische Komplikationen, verunmöglichen eine genaue Verfolgung der einzelnen Horizonte. Aus den fast stets nur kleinen, unvollkommenen Aufschlüssen lässt sich entnehmen, dass im ganzen wohl gegen zehn Kalknagelfluhen mit grauem Bindemittel (mit Geröllen bis über 20 cm Länge) vorliegen, von denen aber die wenigsten über 10 m mächtig sind. Im übrigen unterscheidet sich der lithologische Inhalt kaum von dem der liegenden Serien.

2. Tektonik

Schon Gutzwiller (Lit. 62) hatte bemerkt, dass die Kalknagelfluhen des Kräzerligebietes nicht in der östlichen Fortsetzung der Nagelfluh des Stockberges liegen, sondern derselben nördlich vorgelagert sind (p. 69 und Lit. 185). Damals war indes der Schuppenbau der subalpinen Molasse noch nicht erkannt: Gutzwiller nahm an, die Kräzerlinagelfluhen seien von den nördlichen vorgelagerten Nagelfluhen des Kronbergzuges durch die «südliche Synklinale» getrennt; sie nehmen nach ihm die Stellung des Synklinalsüdflügels ein, wären also überkippt. Als erster hat Alb. Heim (Lit. 75) etwa an der Stelle der Gutzwillerschen südlichen Synklinale im Weissbachgebiet eine Aufschiebung vermutet. Dieselbe wurde von A. Ludwig 1926 (Lit. 118—120) durch die Auffindung marin-brackischen Unterstampiens in den Töbeln bei Eugst (Profile 2*b* und 3) bestätigt. Dieser Autor hat dann aber in seinen späteren Publikationen die Existenz einer Weissbachaufschiebung wieder bestritten (siehe darüber Lit. 140, p. 145). Renz (Lit. 140, p. 146) sieht in den Kräzerlinagelfluhen die östliche Fortsetzung des Rupéliens des Stockbergnordfusses. 1938 (Lit. 66, p. 372) schied ich eine besondere Kräzerlischuppe aus; ich wies ferner darauf hin, dass der von A. Ludwig entdeckte Rupélienzug von Eugst (Profile 2*b* und 3) nicht innerhalb der Serie der Kräzerlinagelfluhen stratigraphisch eingelagert ist, sondern im N von einer besonderen Aufschiebungsfläche begrenzt wird.

a) Die Weissbachaufschiebung (We auf Tafel II und Profilen)

Die Kräzerlischuppe ist im N von einer Aufschiebung begrenzt; wir nennen sie in Übereinstimmung mit der bereits in der Literatur verwendeten Bezeichnung Weissbachaufschiebung.

Die geologische Detailaufnahme ergibt nun folgenden Verlauf der Weissbachaufschiebung (von W nach E; vgl. auch Tafel II und Profile):

Ca. 200 m N Surbühl, bei Koord. ca. 738,85/234,43 (S. A.-Blatt 237 Stockberg), finden sich an dem S-N-verlaufenden Fussweg bei 1130 m ü. M. mehr oder weniger senkrechtgestellte, SSE-NNW-streichende Kalknagelfluhen, Kalksandsteine und Mergel, die zweifellos bereits zur Kräzerlischuppe gehören; die anormale Lagerung weist jedoch auf die Nähe einer grösseren tektonischen Störung. Ähnliche, hier im Streichen nach WSW-ENE (Azimut N 62° E) abgedrehte, nach 152° fallende Kalksandsteine mit zwischengeschalteten graugrünlichen Mergeln sind etwa 230 m weiter N (Koord. ca. 738,85/234,66) auf der Ostseite eines auf S. A.-Blatt 237 Stockberg unrichtig eingezeichneten, NNW-SSE-verlaufenden Tobels sichtbar. Sie sind ebenfalls noch der Kräzerlischuppe zuzurechnen. Zwischen diesen beiden Aufschlüssen verläuft die Weissbachaufschiebung z. T. genau in dem eben genannten Tobel. Weiter im N gehört die zur Hornalp (zwischen P. 1308 und P. 1315,2, vgl. S. A.-Blatt 237 Stockberg) hinaufziehende Nagelfluhrippe noch zur Kräzerlischuppe; die Aufschiebung verläuft unmittelbar dem NW-Fuss dieser Rippe entlang nach NE weiter.

Von Hornalp aus wendet sich die Weissbachaufschiebung im Bogen nach ENE; sie erreicht S Hornwald (Profil 10) das linke Seitentobel der Urnäsch, welches ca. 400 m NW Kräzerli mündet. Die Aufschiebung folgt nun diesem Tobel und wendet sich dabei wiederum nach NE. Mehrere gute Aufschlüsse in dem genannten Tobel ermöglichen einen recht genauen Einblick in die Verhältnisse beidseits der Aufschiebung.

So ist ein auf der linken (nördlichen) Bachseite bei ca. 1230 m ü. M. annähernd horizontal gelagertes Riesenkonglomeratnest der Kronbergzone im Bachbett selbst längs ca. N 50° E streichender Fläche synklinal umgebogen. Auf der rechten Bachseite schliesst sich senkrechtgestellte und 70° SSE-fallende, von zahlreichen Rutschharnischen durchzogene Kräzerlinagelfluh an. Etwas weiter nordöstlich, bei einem kleinen Wasserfall auf ca. 1195 m ü. M. ist eine zur Kronbergzone gehörige Kalksandsteinbank am südlichen Bachufer in ähnlicher Weise synklinal geschleppt. Die geschleppte Bank ragt nach S zu regelrecht mitten in vollständig zerscherte, schwärzlich-grünlichgraue, steil N- oder S-fallende Mergel hinein, die bereits der Kräzerlischuppe angehören. Einige Meter bachaufwärts ist die genannte, geschleppte Kalksandsteinbank längs N 78° E streichender, steil S- oder N-fallender Fläche abgeschnitten. Es handelt sich dabei offenbar um die lokal verbogene Aufschiebungsfläche. Auch weiter NE, beim untersten Wasserfall (bei ca. 1150 m ü. M.) ist grobgeröllige Kronbergnagelfluh bis zur Überkippung synklinal scharf umgebogen. Sie ist ausserdem von kleinen Transversalverschiebungen durchzogen. Es scheint nun, dass die unmittelbar S anschliessenden, aufgeschobenen Mergel der Kräzerlischuppe sich um diese kleinen Brüche nicht «kümmern», sondern diese «umfliessen»; im übrigen zeigt sich die hohe mechanische Beanspruchung dieser Mergel in starker Zerscherung, vielen Calcitharnischen und unregelmässiger, bald senkrechter, bald mittelsteil-steil SE-fallender Lagerung.

Am Osthang des Urnäschtales, N Kräzerli, sind an den Serpentinen der neuen Autostrasse die untersten z. T. von sekundären Störungen durchsetzten Schichten der Kräzerlischuppe an mehreren Stellen erschlossen; nur an der drittobersten und der obersten Strassenkurve (S P. 1243,2, vgl. S.A.-Blatt 235 Hochalp) ist noch Kronbergnagelfluh angeschnitten; die Aufschiebung muss also wenig östlich der eben genannten Kurven verlaufen. Wie Tafel II zeigt, ist infolgedessen in diesem Gebiete eine deutliche kleine Ausbuchtung der Weissbachaufschiebung nach NW hin anzunehmen.

Zusammenfassend lässt sich über den besprochenen Abschnitt der Weissbachaufschiebung etwa folgendes festhalten: Wie aus Tafel II ersichtlich ist, schneidet die Weissbachaufschiebung zwischen Pfingstboden und Tossbach sowohl die Pfingstbodenschichten als auch die Hochfläschlischichten nach E hin ab; wie früher bereits ausgeführt, steht dieses Phänomen mit dem seitlichen Auskeilen der Kronbergnagelfluhen in engstem Zusammenhang. Die tektonischen Begleiterscheinungen der Aufschiebung in der nördlich anschliessenden Kronbergzone sind gering; sie beschränken sich auf kleine Schleppungserscheinungen und kleine Transversalbrüche. Dagegen liegt an der Basis der aufgeschobenen Serie eine bis über 50 m mächtige Zone steilgestellter und stark zerscherter und gequetschter Mergel und Kalknagelfluhen. Die SE an diese basale Störungszone anschliessenden, mittelsteil alpenwärts fallenden Kräzerlinagelfluhen passen sich im Streichen dem im Grundriss unregelmässigen Verlaufe der Aufschiebung weitgehend an. Aus diesem Grunde liegt es auch nahe, anzunehmen, dass die Aufschiebung etwa das gleiche Fallen haben dürfte, wie diese Nagelfluhen (40—50° nach E bis S).

Die weitere östliche Fortsetzung der Weissbachaufschiebung lässt sich wie folgt beschreiben: nach einem Unterbruch im Tossbachtal ist sie im Gebiet von Schutzenälpli (östlich Profil 8) wieder vorzüglich erschlossen.

A. Ludwig (Lit. 59, p. 883) hatte speziell in den Lagerungsverhältnissen zwischen Langälpli und Schutzenälpli eine isoklinale, normalstratigraphische Serie und damit den Beweis für das Fehlen einer Weissbachaufschiebung erblickt. Doch ergibt die Detailbegehung auch in diesem Gebiete ihr Vorhandensein in aller Deutlichkeit. Sie verläuft zwischen den 48—60° nach 150—153° einfallenden Kalknagelfluhen des Schutzenälpli und Löchli (Profil 7) einerseits und den nur etwa 35° nach 155° fallenden Kronbergnagelfluhen des Gebietes von Langälpli. Die Nagelfluhrippe, auf welcher die Alphütten von Löchli (vgl. S. A.-Blatt 238 Schwende) stehen, ist die unterste (tektonisch stark mitgenommene und steilgestellte) Nagelfluh der Kräzerlischuppe. Unmittelbar südlich von ihr zeigen z. T. stark zerscherte, von Calcitharnischen durchschwärmte Mergel, dass die tektonischen Störungen auch hier einen ganzen Streifen an der Basis der Kräzerlischuppe erfasst haben.

Am unteren Bruggerwaldbach lässt sich die Aufschiebung etwa 100 m südlich der Mündung dieses Baches in den Seckbach lokalisieren. Sie liegt hier zwischen geschleppten, steil SSE-fallenden gelben Kronbergmergeln und ca. 20 m weiter südlich sichtbaren, teilweise stark zerklüfteten, steil SSE-fallenden Kalknagelfluhen der Kräzerlischuppe.

Weiter östlich verdienen besondere Erwähnung die prachtvollen Aufschlüsse am Südhang des Seckbachtobels (vgl. auch p. 50). An diesem Hang ist ca. 350 m WSW der Mündung des Potersalperfallbaches ca. 40 m über dem Seckbach eine im Streichen auf N 46° E abgedrehte, 50° SE-fallende Kalknagelfluhbank sichtbar, die nach E hin am Hang ganz allmählich gegen den Seckbach absteigt. Unmittelbar im Liegenden dieser Bank, gegen 40 m über dem Seckbach und ca. 300 m WSW der Mündung des Potersalperfallbaches, ist die Weissbachaufschiebung in allen Details erschlossen (vgl. Fig. 19) [1]).

Wir notieren hier von oben nach unten (= von links nach rechts auf Fig. 19):

a) Ca. 7 m Kräzerli-Kalknagelfluh, mit N-fallenden und horizontalen Rutschharnischen auf E-, SSE- und SSW-fallenden Flächen. Schichtfallen ca. 50° nach 145°.

b) Schubfläche.

c) Über 4 m steil SSE-fallende, stark zerscherte und verschürfte Mergel. Gelbe Kronbergmergel und blaugraue Mergel der Kräzerlischuppe in tektonischer Wechsellagerung. Bis ca. 2 m von der hangenden Nagelfluh entfernt sind die beiden Mergelsorten vollständig miteinander vermischt; erst darunter treten blaugraue und gelbe Mergel von je 1 bis mehreren Dezimeter Mächtigkeit nebeneinander auf; in derselben Entfernung beginnen sich auch Phacoide unzerscherter, gelber, blaugrauer und roter (Nr. 6 auf Fig. 19) Mergel einzustellen. Dieselben besitzen die charakteristische Spindelform, welche auf die beiden Scherflächenscharen des Scherflächensystems 1 (Lit. 159) zurückzuführen ist. Daneben finden sich, besonders häufig in den obersten 2 m unter der Kräzerlinagelfluh, tektonische Splitter aus der Kräzerlischuppe; hiervon seien besonders erwähnt (vgl. Fig. 19, p. 107, Nrn. 1—5):

1. Geröllführender Kalksandstein, dunkelgrau, mit Kohlenschmitzchen, stammt aus einer Kalksandsteinbank der Kräzerlischuppe.
2. Grünlicher Kalksandstein. Herkunftsort wie 1.
3. Glaukonitsandstein; offenbar ein grosser Splitter eines Gerölles aus Kräzerlinagelfluh.
4. Ähnlicher Kalksandstein wie 2.
5. Kleingeröllige, feste Kalknagelfluh; offenbar wieder ein Splitter aus Kräzerlinagelfluh.

[1]) Fig. 19 ist gezeichnet nach einer Photographie, welche vom Verfasser anlässlich einer Exkursion des Geolog. Institutes der E. T. H. aufgenommen wurde.

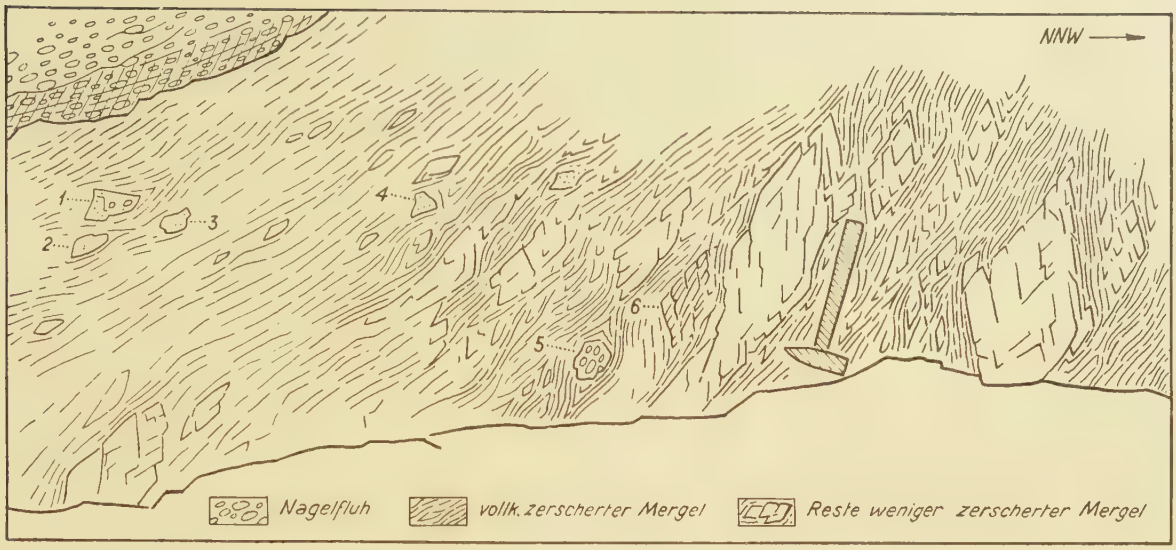


Fig. 19. Die Weissbachaufschiebung am Südhang des Seckbachtobels. Erklärung der Zahlen im Text p. 106

Solche Schubsplitterchen inmitten stark zerscherter, tektonisch «gemischter» Mergel dürfen wohl als Zeugen von sehr intensiven tektonischen Bewegungsvorgängen gelten. Sie fanden sich im Bereiche von grösseren Schubflächen auch an anderen Stellen des Untersuchungsgebietes.

Auch in diesem Gebiet folgt über der Weissbachaufschiebung zunächst eine breite, basale Störungszone. Diese ist auf dem Hügelvorsprung zwischen Seckbach und unterstem Potersalperfallbach sowie südlich desselben am Potersalperfallbach selbst erschlossen:

Über der bereits erwähnten untersten Kräzerlinagelfluh (*a* des vorigen Profils, links auf Fig. 19) folgen zunächst über 10 m dunkelblaugraue, von Calcitadern durchsetzte Mergel mit dünnen Kalksandsteinbänken; darüber 70° nach 135° fallende, mehrere Meter mächtige Kalknagelfluh mit einzelnen Kristallingeröllchen (am W-E-verlaufenden Grat des Hügels). Etwas weiter südlich, am linken Ufer des Potersalperfallbaches, ist eine etwas verbogene, steil SSE-fallende Mergelsandsteinplatte sichtbar, welche von Scherflächen des Systems 2 (Lit. 159) wabenartig aufgeteilt ist; sie ist zudem von einem (aus der E-fallenden Scherflächenschar entstandenen) Bruch durchsetzt. Längs der Bruchfläche ist der Ostflügel, wie 35—40° S-fallende Rutschharnische zeigen, aufwärts nach Norden vorgeschoben. Südlich an diese Bank schliesst sich — ebenfalls am linken Ufer des Potersalperfallbaches aufgeschlossen — eine von steil NNW- und SSE-fallenden, aus Scherflächen entstandenen Brüchen durchsetzte Serie steil SSE-fallender graugelblicher Mergel und Mergelsandsteinbänkchen (vgl. Fig. 20). Im Längsprofil sieht man, dass auf diesen Mergelsandsteinbänken die ostfallende Schar des Scherflächensystems 2 stellenweise zur Schubfläche geworden ist; auf diesen Schubflächen sind an einigen Orten 40—45° S-fallende Rutschstreifen sichtbar.

In ihrem weiteren Verlaufe E der Mündung des Potersalperfallbaches hält sich die Weissbachaufschiebung zunächst stets in geringer Höhe (10—30 m) über dem Südufer des Weissbaches; bei etwa 200 m E der Mündung des genannten Baches steigt sie sogar vorübergehend ganz zum Weissbach hinunter. 80 m unterhalb der Mündung des Potersalperfallbaches konstatiert man in der Kronbergnagelfluh N der Aufschiebung einen 70—80° nach N fallenden Längsbruch mit mittelsteil W-fallenden Rutschharnischen und 30—40 cm gehobenem Nordflügel (am Nordufer des Weissbaches aufgeschlossen).

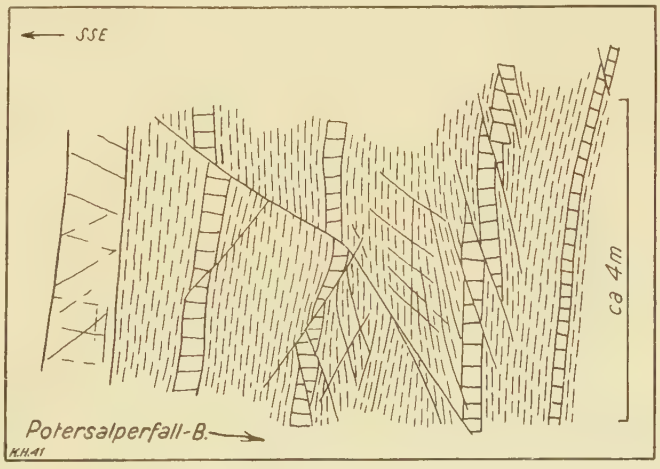


Fig. 20. Aus Scherflächen entstandene Bruchverstellungen an der Basis der Kräzerlischuppe am untersten Potersalperfallbach

Weiter abwärts in der Rinne des Weissbachs, S gegenüber Ahorn (zwischen Profilen 4

und 5), lässt sich die Aufschiebung infolge Moränenbedeckung nicht mehr so genau lokalisieren, doch kann man immerhin feststellen, dass sie auf der rechten Tobelseite mindestens 50 m über dem Weissbach, aber unterhalb der Strasse Weissbad–Herz (vgl. S. A.-Blatt 238 Schwende) verläuft. Erst kurz oberhalb der Mündung des Leuenbaches steigt sie wieder ganz zum Weissbach hinunter, wie 60° nach 150° fallende, am rechten Weissbachufer aufgeschlossene, kreuzgeschichtete Kalksandsteine der Kräzerlischuppe eindeutig beweisen. Unterhalb der Mündung des Leuenbaches verläuft sie auf eine längere Strecke unter Moräne (vgl. Tafel II, Gebiet von Lehmen).

Prachtvoll aufgeschlossen ist die Aufschiebung nochmals im östlichen Eugsttobel ca. 200 m NE Eugst (vgl. S. A. Blatt 238 Schwende, Tafel II und Profil 2 *b* sowie Fig. 21). Es liegt hier folgendes Profil vor (Fig. 21).

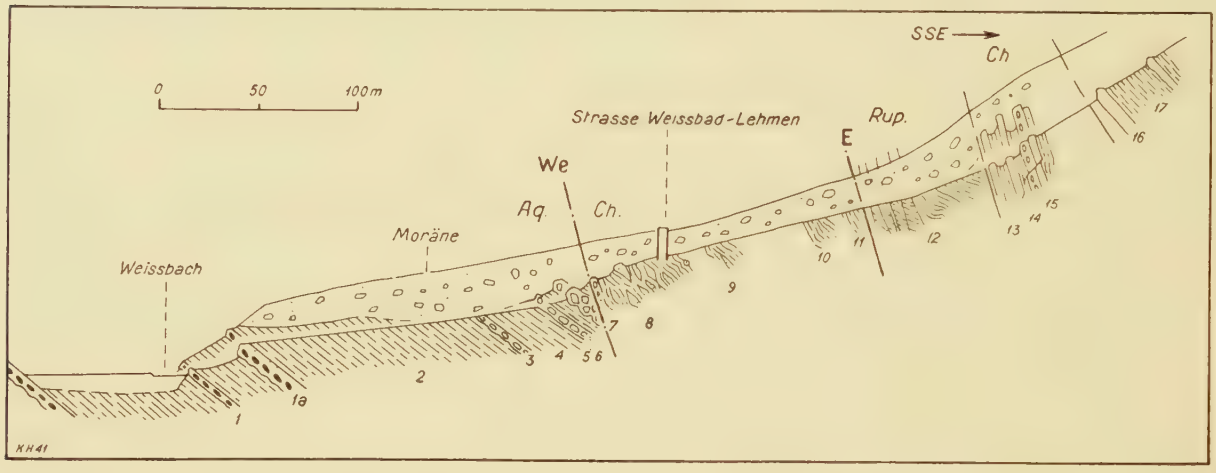


Fig. 21. Detailprofil durch das untere östliche Eugsttobel

Aquitan
- 1. und 1*a*. Kronbergnagelfluh mit kristallinen Geröllen.
- 2. Gelb-blaugraue, tonige Kronbergmergel, stellenweise mit Konkretionen und *Heliciden*.
- 3. Kronbergnagelfluh, kristallingeröllfrei («Begleitnagelfluh» des Riesenkonglomerates).
- 4. Kronbergmergel mit Kalksandsteinbänken, welche einzelne Schnüre von Kalknagelfluh führen.
- 5. 2 m Riesenkonglomerat, mit Geröllen bis 60 cm Länge.
- 6. Maximal über 10 m mächtiges, gegen E hin auskeilendes Riesenkonglomeratnest. Oben viele Rutschharnische und starke Scherklüftung.

Weissbachaufschiebung (We auf Tafel II und Profilen).

Chattien
- 7. Vollkommen zu Mus zerriebene, zerscherte, bunte (auch rötliche) Mergel und Mergelsandsteine, letztere als Phacoide heraustretend. Tektonisch eingebacken sind grosse, allseitig von Rutschharnischen bedeckte blockartige Phacoide von Kräzerli-Kalksandstein.
- 8.—9. N des Brückenpfeilers: Besonders grosses Kalksandsteinphacoid (5,5 m lang), auf allen Seiten mit Calcit-Haematit-Rutschharnischen bedeckt. Der polierte Haematit sitzt dem Calcit als dünnes Häutchen auf. Gegen S schliessen sich an steil SSE-fallende, zerscherte und verschürfte, bunte (darunter auch rötliche) Mergel und grünliche Mergelsandsteine. Der Brückenpfeiler der Strassenbrücke ruht auf stark zerscherten Mergeln mit Phacoiden von Mergelsandstein.
- 10.—11. Bunte, darunter auch rötliche Mergel, stellenweise mit kleinen Phacoiden von Kalksandstein und Einschaltungen von grünlichem Mergelsandstein. Die Mergel sind auch hier stark zerschert und stellenweise regelrecht zu Mus zerrieben.

Eugsttobelaufschiebung (E auf Tafel II und Profilen).

Rupélien
- 12. Grisigermergel mit Detailstörungen (vgl. Fig. 25, p. 113), gegen S an lokaler Aufschiebung abstossend. In dm-mächtigen Sandsteineinschaltungen im mittleren Teil von «12» vereinzelte «*Cyrenen*».

Chattien
- 13. Kalksandstein.
- 14. Kalksandstein. Fallen 78° nach 140°.
- 15. Kalknagelfluh, mit Kalksandstein abschliessend.
- 16. Kalksandstein, Fallen 51° nach 174°.

Ebenfalls direkt aufgeschlossen ist die Weissbachaufschiebung in dem von der Wirtschaft Wald (bei Hinterwart) zum Weissbach hinunterziehenden kleinen Tobel; hier stossen ca. 50 m N der Strasse, bei Koord. ca. 748,81/240,5, 60° SSE-fallende, sehr stark zerscherte, bunte (darunter auch rotgefärbte) Mergel mit Mergelsandsteinphacoiden längs scharfer (57° SSE-fallender) Fläche an typische Kronbergmergel. Diese letzteren zeigen keine Anzeichen von Aufschleppung an der Aufschiebung; sie fallen 35—40° nach 154°.

Zusammenfassend stellen wir fest, dass die Weissbachaufschiebung im Weissbachtal unmittelbar über den Riesenkonglomerate führenden Kronbergmergeln und den seitlich mit denselben verknüpften Kronbergnagelfluhen verläuft. Die tektonischen Begleiterscheinungen am Südrand der Kronbergzone sind auch hier geringfügig; sie beschränken sich auf unbedeutende Schleppungserscheinungen. Die Aufschiebung selbst besteht an vielen Orten nicht aus einer einzigen, scharfen Fläche, sondern aus einer mehrere Meter mächtigen Zone, die man auch als «tektonische Mischungszone» bezeichnen könnte (vgl. z. B. Fig. 19, p. 107). An anderen Orten scheint sich zwar die Hauptbewegung an einer Schubfläche vollzogen zu haben (vgl. z. B. Fig. 21, p. 108), aber dicht über derselben folgt ebenfalls eine Zone ausserordentlich stark tektonisch mitgenommener Gesteine. Ganz allgemein liegt südlich der Aufschiebung eine bis über 100 m mächtige Zone stark gestörter, generell steil SSE-fallender Schichten (basale Störungszone der Kräzerlischuppe).

Direkte Anhaltspunkte über die Steilheit des Einfallens der Weissbachaufschiebung liefert die Intersektion mit dem Gelände beidseits Schutzenälpli (Profile 7—8). Danach wäre anzunehmen, dass die Aufschiebung hier etwa parallel zu den Schichten der Kräzerlischuppe, d. h. ca. mit 50° nach SSE einfällt. Im östlichen Abschnitt (Eugsttobel-Hagtobel-Gebiet) ist aus dem steilen SSE-Fallen der südlich anschliessenden Schichten der Kräzerlischuppe auf ein entsprechend steiles Fallen der Aufschiebung zu schliessen.

Das Verhältnis zwischen Weissbachaufschiebung, Luthernaufschiebung und Tanzbodenaufschiebung lässt sich etwa wie folgt charakterisieren: Die Weissbachaufschiebung bildet zwar die östliche Fortsetzung der Tanzboden- und der Luthernaufschiebung. Jede dieser Schubflächen (resp. Schubzonen) bildet jedoch eine «genetische Einheit»; jede beschreibt im Grundriss einen nach NNW konvexen Bogen, dessen Entstehung auf die mechanischen Widerstandsverhältnisse in der vorliegenden Kronbergzone und (im Falle der Tanzbodenaufschiebung besonders) auf andere, schwerer zu erkennende Ursachen zurückzuführen sein dürfte.

b) Die Kräzerli-Teilschuppe (IV d auf Tafel I)

Die Kräzerli-Teilschuppe erstreckt sich vom oberen Lutherntal aus, wo sie im W durch die weit nach S vorspringende Weissbachaufschiebung und im S durch die Speeraufschiebung begrenzt ist, nach Osten bis zu einer Linie, welche von Nordweid (E Profil 6) aus nordostwärts zieht und als im Kern etwas gestörte, nach SW mit 18—20° abtauchende Antiklinale aufgefasst werden muss. Parallel zu dieser Antiklinale verläuft im Abstand von 200—300 m weiter westlich eine entsprechende, gegen 20° nach SW abtauchende, gepresste Synklinale; der zwischen beiden liegende Streifen 50—60° WNW-fallender Schichten bildet den steilgestellten Ostrand der Kräzerli-Teilschuppe. Die tektonische Abgrenzung gegen die östlich anschliessende Leuenfall-Teilschuppe ist also deutlich, aber nicht tiefgehend, und entstand dadurch, dass die letztere vom alpinen Schub etwas höher gestaut wurde als erstere.

Völlig gesichert ist die genannte Synklinale etwa auf 1 km Länge. In dem S-N-verlaufenden rechten Nebentobel, das den Potersalperfallbach ca. 500 m oberhalb seiner Mündung erreicht, bemerkt man knapp unterhalb des Weguebergangs Leuenfall–Potersalp (vgl. S. A.-Blatt 238 Schwende) zwei ca. 40° SSE-fallende Kalknagelfluhen, von denen die obere nach S hin mit umlaufendem Streichen in 27° SW-Fallen übergeht. Knapp oberhalb (südlich) fällt im Tobel der hangende Kalksandstein mit 26° nach W, und etwa 50 m südlich des Weges hat sich bereits das 50—60° WNW-Fallen des aufgestellten SE-Flügels eingestellt. Die beiden, etwas weiter tobelaufwärts sichtbaren, ebenfalls ca. 50° nach WNW-fallenden Nagelfluhbänke sind vermutlich die Fortsetzung der oben genannten. Wir dürfen also annehmen, dass die Synklinale nur etwas gepresst, aber nicht wesentlich verstellt ist; dies geht auch daraus hervor, dass die östlich anschliessenden Schichten des Synklinal-SE-Flügels wie die an sie anstossenden des Nordflügels auf eine Mächtigkeit von über 200 m nagelfluhfrei sind. Von hier an nach SW ist der Verlauf der Synklinalachse nur noch durch wenige Aufschlüsse im südlichen Quellarm des Potersalperfallbaches unvollständig festgelegt.

Im Sektor des Lutherntals ist übrigens der Südrand der Kräzerlischuppe in ähnlicher Weise steilgestellt; doch geben leider die wenigen und weitauseinanderliegenden guten Aufschlüsse keine genauen Anhaltspunkte über Ausdehnung, Lagerungsverhältnisse und Aufbau der Steilzone; soweit sichtbar, sind unmittelbar südlich der anzunehmenden Synklinalstörung weitere komplexe Detailstörungen vorhanden.

An Einzelaufschlüssen (vgl. Tafel II und S. A.-Blatt 237 Stockberg) seien hier noch genannt diejenigen im kleinen Tobel ca. 150 m SE P. 1145 an der Kräzerlistrasse (Koord. ca. 739,83/234,67), wo von N nach S innerhalb weniger als 100 m auf steil N-fallende senkrechte, 60—70° S-fallende, darauf wieder flach bis mittelsteil NE-fallende Kalknagelfluh- und Kalksandsteinbänke folgen; ferner die am rechten Ufer der Luthern 200—300 m E P. 1085 (Koord. ca. 739,4/234,42)

unterhalb der Kräzerenstrasse sichtbare senkrechte, fast genau W-E-streichende Kalknagelfluh-Kalksandstein-Bank. Die Synklinalstörung verläuft wahrscheinlich unmittelbar nördlich von diesen Aufschlüssen und zieht sich dann nach ENE gegen die Kräzerenstrasse hinauf, die sie etwa bei P. 1276 (Koord. ca. 740,85/235,15) erreicht, wo 70—80° nach 165 bis 180° fallende, von Rutschharnischen und kleineren Brüchen durchsetzte Kalknagelfluh ansteht. Eine zweite, etwa 100 bis 150 m nordwestlich benachbarte Zone steilgestellter, teilweise lokal abgedrehter Kalksandstein- und Kalknagelfluhbänke verschmilzt gegen SW anscheinend mit der genannten Steilzone, während sie gegen NE hin, S der Beieregg, vollständig ausklingt. Halbwegs zwischen Grosswald (P. 1303,5, vgl. Tafel II) und dem Naturfreundehaus liegt etwa 200—300 m östlich der Schwägalpautostrasse in einem kleinen Tobel eine ähnliche sekundäre, inmitten normal alpenwärtsfallender Riffe gelegene Steilzone. Sie besteht aus mehreren stark nach SE abgedrehten (115—120° streichenden), steil NE-fallenden, nicht überkippten Bänken und wird nach ESE hin im Streichen wieder von normal mittelsteil SSE-fallenden Riffen abgelöst.

Abgesehen von diesen und den basalen Störungen besteht die Kräzerli-Teilschuppe aus einer isoklinal mittelsteil alpenwärtsfallenden Schichtfolge. Das Streichen erscheint weitgehend der Weissbachaufschiebung angepasst. Die Schichten streichen demgemäss im W des Kräzerenpasses bei 30—40° ESE-Fallen durchschnittlich N 30—40° E, schwenken dann schon bei P. 1374 unter Zunahme des Fallens auf ca. 50° zu N 60—70° E um, holen dann beidseits der Urnäsch beim Kräzerli wieder mit 40° nach NE hin aus und schwenken östlich Grossgarten–Kleinwäldli endgültig in die Richtung N 55—65° E ein. Gegen S hin gleichen sich diese Unregelmässigkeiten und die durch sie bedingten Schwankungen der Fallwinkel langsam aus. Übrig bleibt hier jedoch das allgemein bogenförmige Streichen.

Bei der Dislokation lagen die mergelreichen und deshalb relativ leicht deformierbaren Schichten der späteren Kräzerlischuppe zwischen den mechanisch starreren Gebieten der Kronbergzone und dem schiebenden alpinen Hinterland; infolgedessen spielte die werdende Kräzerlischuppe die Rolle eines «tektonischen Füllkörpers». Ihre nördliche Begrenzung folgte weitgehend einer durch seitliche Auskeilungen der Kronbergnagelfluh vorgezeichneten Linie.

Kürzlich hat Schlatter (Lit. 156, p. 60) zwischen der Kulmination des Alpsteingebirges und der gegenüberliegenden Nagelfluhmasse des Kronbergs einen ursächlichen Zusammenhang vermutet; wie aus Tafel II und den Profilen zu entnehmen ist, liegt jedoch die grösste Nagelfluhanhäufung in der Kronbergzone westlich von der Kulmination der Kreidefalten, nämlich im Pfingstbodenquerschnitt. Anderseits erreicht die Kräzerlischuppe ihre grösste Breitenentwicklung gerade ungefähr dort, wo weiter SSE die Hauptkulminationen der Kreidefalten liegen. Im übrigen sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass ganz allgemein die Detailkulminationen der helvetischen Randkette nicht hinter den grossen Nagelfluhzentren der subalpinen Molasse zu liegen brauchen. Der Zusammenhang zwischen Molasse und Randkette ist in dieser Beziehung nur im Grossen eindeutig; dabei sprechen die miozänen mittelländischen Nagelfluhzentren einerseits und die spezielle alpine Tektonik anderseits ein gewichtiges Wort mit. So dürfte es kein Zufall sein, dass im benachbarten schwyzerischen Sektor — also in einem Gebiete, wo kein miozänes Nagelfluhzentrum vorgeschaltet ist — sowohl ein nach N-Vorspringen des Alpenrandes als auch eine allgemeine Depression der Randkette zu beobachten ist. Anderseits kulminiert die Randkette aber nicht bereits hinter dem zentralen Speer- und Hörnlifächer. Aus diesem Grunde dürfte für die Kulmination des Säntis nicht ein besonders grosser Widerstand seitens der Kronbergnagelfluhen massgebend gewesen sein.

c) Die Leuenfall-Teilschuppe (IV e auf Tafel I)

Die östlich an die Kräzerli-Teilschuppe anschliessende Leuenfall-Teilschuppe (Benennung nach dem Leuenfall, vgl. Tafel II und Profil 4) reicht nach E bis in das Waldgebiet SW Lehmen (vgl. Tafel II); sie ist dort durch eine auffällige Störung abgeschnitten; wahrscheinlich ist aber die tektonische Trennung gegen die östlich folgende Eugsttobel-Teilschuppe nur unvollständig. Die nähere Analyse dieser Störung führt zum Schluss, dass wiederum — wie am Ostrand der Kräzerli-Teilschuppe — eine, hier im Grundriss bogenförmig nach S umbiegende, axial nach SW und S eintauchende Synklinale vorliegt, deren Kern gestört ist; 100—200 m weiter östlich folgt eine etwa parallelverlaufende, ebenfalls axial nach SW tauchende Antiklinale, deren Kern ebenfalls Störungen zeigt. Beide tektonischen Linien sind indessen im Süden von einer Aufschiebung begrenzt; es wäre deshalb denkbar — aber der mangelhaften Aufschlüsse wegen nicht sicher zu entscheiden —, dass ein oberer Teil der Leuenfall-Teilschuppe sich in die Eugsttobel-Teilschuppe hinein fortsetzt.

Fig. 22 vermittelt einen detaillierteren Einblick in diese Verhältnisse. Wir entnehmen daraus, dass die Synklinale einen enggepressten und gestörten Kern, aber keine eigentliche Kernaufschiebung besitzt.

Häufige Nagelfluhbänke sind nämlich nur im westlichen Teil des steilgestellten Südostflügels vorhanden, so dass man berechtigt ist, dieselben als Fortsetzung der Leuenbachnagelfluhen zu betrachten. Der Beweis, dass die steil NW- und W-fallenden Schichten normal, nicht überkippt gelagert sind, ist eindeutig zu erbringen (Erosionswülste von Nagelfluhen auf der Unterseite). Der ganze steilgestellte SE-Flügel weist alle Anzeichen intensiver mechanischer Beanspru-

chung auf; bei den Kalksandstein- und Nagelfluhbänken überwiegt die Scherklüftung über die Druckklüftung, insbesondere das Scherflächensystem 2 — Spuren etwa symmetrisch zur Horizontalen auf der Schichtfläche sich kreuzend — ist stark ausgebildet; an verschiedenen Stellen beobachtet man Kalksandsteinphacoide in von Calcitadern durchschwärmten, gequetschten Mergeln; zwischen dem 2. und 3. untersten Leuenbachnebentobel muss eine kleine Transversalverschiebung angenommen werden. Im untersten Leuenbachnebentobel ist die Serie unmittelbar nördlich der südlich folgenden Antiklinalstörung bei 1090 m unter besonders starker Zerscherung und Verruschelung steil überkippt; dasselbe ist der Fall im östlichen Seitentobel des ca. 300 m westlich Lehmen (300 m östlich Leuenfall) durchziehenden Tobels bei ca. 1045 m, wo steil nach 125—135° fallende, blaugraue, tonig-sandige, vollständig verruschelte Mergel mit geröllführenden Kalksandsteinzwischenlagen nach SE hin an mittelsteil bis steil SSE-fallenden Mergelschichten abstossen.

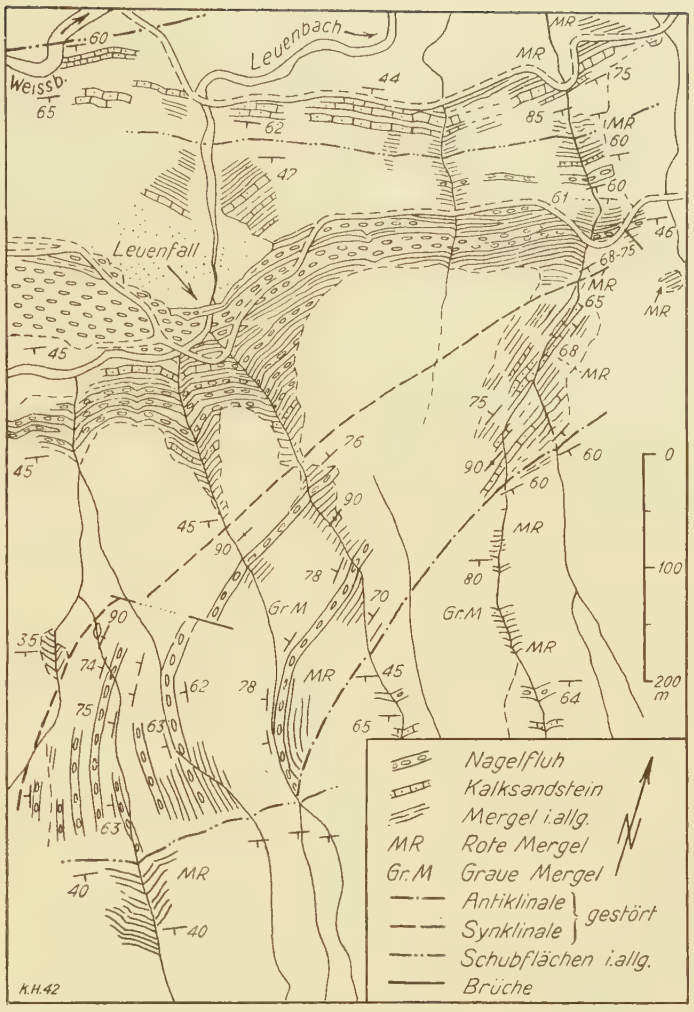


Fig. 22. Tektonik des Leuenfallgebietes (Appenzell I.-Rh.)

Nach Westen zu ist die Leuenfall-Teilschuppe durch die schon genannte, am Hang nordwestlich Borstbühl sichtbare, nach SW hin axial abtauchende Antiklinale begrenzt, in deren Kern eine unbedeutende Störung verlaufen dürfte. Es kann angenommen werden, dass sich diese Antiklinale weiter abwärts unter dem Weissbach, unter Quartärbedeckung, fortsetzt und dann irgendwo SW Ahorn in der Gegend von Profil 5 die Weissbachaufschiebung resp. die basale Störungszone der Kräzerlischuppe erreicht. Auf jeden Fall weisen die Aufschlüsse in der Umgebung des W-E-verlaufenden Strässchens N und NE des Leuenfalles (am oberen Rand von Fig. 22) darauf hin, dass eine solche basale Störungszone vorhanden ist. Sie besteht, ähnlich wie am untersten Potersalperfallbach (vgl. p. 107) aus normal (d. h. nicht überkippt) steil SSE-fallenden, von lokalen Schubflächen durchsetzten Schichten; die Tatsache, dass die Serie nicht überkippt ist (was u. a. die Kreuzschichtung von Kalksandsteinen zeigt) weist darauf hin, dass sie nicht als ENE-Fortsetzung des steilgestellten Südflügels der Kräzerli-Teilschuppe gedeutet werden kann. Das beste Profil durch diese Basisserie und durch einen Teil der eigentlichen Leuenfallserie selbst liefert das ca. 300 m ENE des Leuenfalls in SSE-NNW-Richtung verlaufende Tobel (vgl. Fig. 22, rechts oben). Das Profil beginnt unmittelbar S der südlichen (oberen) Strasse und reicht nach NNW bis zur unteren, nördlicheren Strasse. Von der südlichen (oberen) Strasse aus nach NNW fortschreitend, notieren wir:

1. Kalknagelfluh, E des Tobels 46° SSE-fallend und von einem kleinen Querbruch durchsetzt. Westlich des Tobels fällt sie bedeutend steiler, ca. 63°, nach SSE.
2. Violettrote Mergel, von Scherflächen durchsetzt. An der Strasse, auf der westlichen Tobelseite, sind diese Mergel besonders schön aufgeschlossen (vgl. Fig. 23). Sie sind dort von einer steil SSE-fallenden bis steil NNW-fallende Schieferung (Clivage) durchzogen, besonders unter der hangenden, von kleinen Brüchen durchsetzten Nagelfluhbank (links auf Fig. 23). Der liegende Teil der Schicht ist von flach gewellten Scherflächen durchzogen.

   Das eben erwähnte Clivage wurde auch an vielen anderen Stellen beobachtet; es ist immer am deutlichsten unter der hangenden Nagelfluh, d. h. im obersten Teil einer Mergelschicht. Es deutet auf Differentialbewegungen geringen Ausmasses. Es kommt nicht nur in besonders stark dislozierten Schichten vor, sondern ist eine häufige Erscheinung z. B. auch in der Stockbergserie, so z. B. in der Gegend von Germen im Thurtal (vgl. Tafel II).

3. Kalknagelfluh.
4. Bunte Mergel, stellenweise stark zerschert, unterlagert von Kalknagelfluh und grünlichgrauen Mergeln. Zuunterst wieder Kalknagelfluh, mit Zwischenlage von violettroten Mergeln.
5. Violettrote, rotgelbe und graugrünliche, z. T. stark zerscherte Mergel; mehrere lokale Schubflächen. Das Fallen nimmt auf ca. 80° SSE zu.
6. Rotmergel, mit teilweise ausgequetschten Kalksandsteinbänkchen, Fallen 80° SSE-90°.
7. Kalksandstein, normale (d. h. nicht überkippte) Schichtlage, 73° SSE-fallend; mit Zwischenlagen grauer Mergel, unterlagert von violettroten Mergeln. Die Bank setzt sich nach W hin bis über den Leuenbach hinaus fort.

Fig. 23. Tektonisches Detail an der Leuenfallstrasse ca. 300 m östlich des Leuenfalles. Links und rechts Nagelfluh, dazwischen ein Mergelband (Maßstab: Hammer). Die Mergel zeigen besonders unter der hangenden Nagelfluh (links) deutliches, steiles Clivage. Weiter rechts sind sie von flach gewellten, annähernd parallel zum Schichtfallen verlaufenden Scherflächen durchzogen. Ein kleiner, jüngerer Querbruch durchzieht in der linken unteren Bildecke Nagelfluh und Mergel

Innerhalb der Leuenfall-Teilschuppe herrscht im übrigen, abgesehen von lokalen Störungen (vgl. z. B. Fig. 24, wo lokale Schubflächen die Mergel durchsetzen) ruhiges, mittelsteiles SSE-Fallen. Gegen das Hangende hin nimmt das Fallen etwas ab (vgl. Tafel III). SW Borstbühl, etwas W Profil 6, stossen die Nagelfluhbänke nach der Säntiskarte von Alb. Heim nach W zu längs einer Verwerfung an Seewerkalk ab. Ich komme mit Schlatter (Lit. 156, p. 66) zu der Überzeugung, dass dieser «Seewerkalk» nicht anstehend, sondern versackt ist; in der tieferen, in der streichenden Fortsetzung der Bänke von Ober-Borstbühl gelegenen Partie dieses «Seewerkalk»-gebietes dürfte in Wirklichkeit überhaupt nur eine leichte Bedeckung mit Kalkschutt vorliegen, denn von den Nagelfluh-Kalksandstein-Rippen von Ober-Borstbühl ziehen mehrere (bei 1340—1380 m ü. M.) ganz unverkennbar als deutliche Geländerippen in dieses Gebiet hinein.

d) Die Eugsttobel-Teilschuppe (IV f—g auf Tafel I)

Der Ostzipfel der Kräzerlischuppe wird im wesentlichen von der Eugsttobel-Teilschuppe gebildet. Nur eine schmale Serie stark gestörter, generell steil SSE-fallender chattischer Schichten unmittelbar S der Weissbachaufschiebung gehört nicht zur eigentlichen Eugsttobel-Teilschuppe, sondern dürfte in der Hauptsache als östlichstes Teilstück der schon früher erwähnten basalen Störungszone der Kräzerlischuppe zu betrachten sein.

Die eigentliche Eugsttobel-Teilschuppe ist längs der Eugsttobelaufschiebung (E auf Tafel II und Profilen, vgl. auch Fig. 21, p. 108) auf die basale Störungszone aufgeschoben. Sie besteht aus folgenden Teilen:

1. Aus einer basalen Rupélienzone im N (IV *f* auf Tafel I), in welcher sich an verschiedenen Orten sekundäre Schubflächen feststellen lassen, so im östlichen Eugsttobel (Profil 2 *b*, vgl. auch Fig. 25);
2. aus einer Chattienserie im S (IV *g* auf Tafel I). Dieselbe zerfällt in eine SE- bis SSE-fallende, nördliche und eine NW-fallende, an ihrem SE-Rand teilweise steil überkippte südliche Teilserie.

Die beiden Teilserien sind durch die Rachentobel-Synklinalstörung (RS auf Tafel IV) getrennt. In der nördlichen Teilserie ließen sich anverschiedenen Stellen sekundäre Schubflächen nachweisen, so im östlichen Eugsttobel (vgl. Fig. 21 rechts, siehe p. 108).

Das Rachentobel (vgl. Tafel II und Profile 2 und 2*a*), im unteren Teil Hagtobel genannt, durchquert die Eugsttobel-Teilschuppe von S nach N. Die südlichsten, der Eugsttobel-Teilschuppe angehörigen Schichten sind hier senkrecht aufgerichtet oder sogar zu steilem SE-Fallen überkippt. Dabei fällt die ausserordentlich starke Zerklüftung der Nagelfluhbänke auf. Scherklüftung wiegt dabei über Zerrklüftung deutlich vor. Die senkrecht zum Streichen verlaufende Zerrkluftschar und die N-S-streichende, steil E- oder W-fallende Schar des Scherflächensystems 2 (vgl. Lit. 159) sind von flach N- bis flach S-fallenden Rutschharnischen bedeckt; an einigen Stellen haben längs diesen Klüften Verschiebungen von der Grössenordnung dm-m stattgefunden.

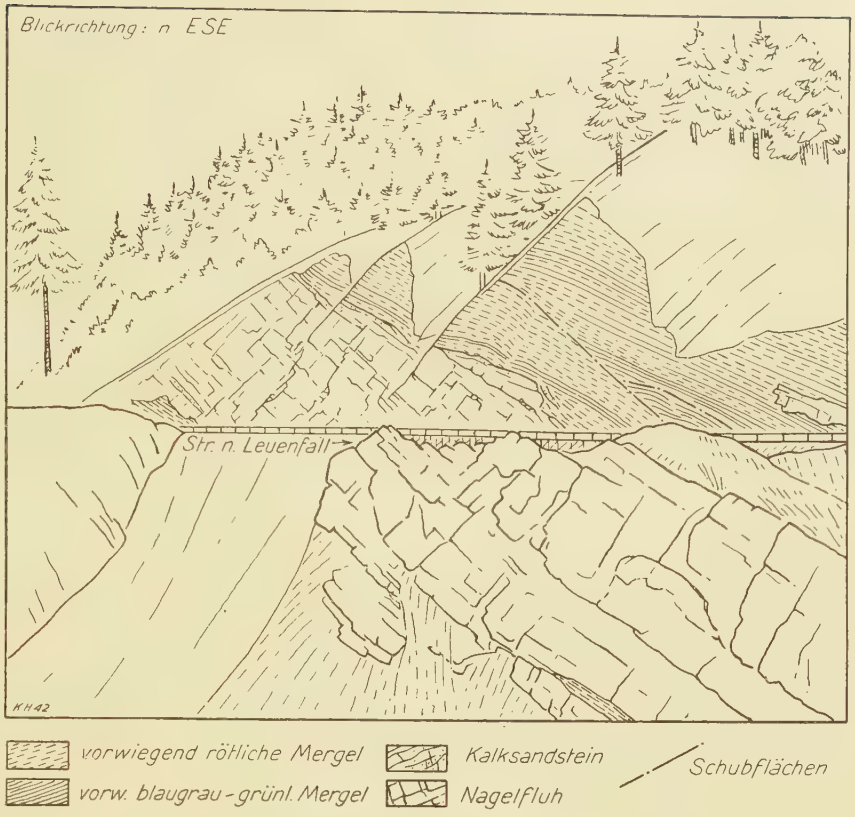


Fig. 24. Die Leuenfall-Nagelfluh auf der Ostseite des Leuenfalles. In den hangenden Mergeln sekundäre Schubflächen. Aussen rechts über der Strasse ist das (seitliche) Ufer einer Kalksandsteinrinne sichtbar

An diese senkrechten oder steil überkippten Bänke schliessen sich nach N hin steil NW-fallende mergelreichere Schichten. Bei ca. 915 m ü. M. quert die Rachentobel-Synklinalstörung (RS auf Profil 2) die Tobelachse. Ganz in der Nähe der Störung, welche selbst nicht aufgeschlossen ist, stehen am Westufer des Rachentobelbaches axial 22° nach 230° eintauchende Kalknagelfluhen an. Ein ähnlich grosses Axialgefälle gegen SW hin lässt sich für den Synklinal-NW-Flügel, bezogen auf eine durch die Synklinalstörung gelegte senkrechte Ebene, auf Grund der Höferschen Formel errechnen; es beträgt 22—25°.

Nach Nordosten hin geht die Rachentobel-Synklinale sehr wahrscheinlich in die Störung über, längs welcher bei Glandenstein (am Weissbach WSW Weissbad) die mittelsteil SSE-fallenden Kronbergschichten am steilgestellten Chattien abstossen. Ich habe diese Störung Glandenstein-Störung (G auf Tafel II und Profil 1) genannt. Das eben genannte, steilgestellte Chattien bei Glandenstein stimmt nämlich sowohl in bezug auf Gesteinsinhalt (bunte Mergel mit Kalkkonkretionen, dünnplattiger Kalksandstein und Kalknagelfluhen) als auch in bezug auf das Schichtfallen mit dem SE-Flügel der «Rachentobel-Synklinale» vollständig überein und liegt schliesslich fast genau in der streichenden Fortsetzung desselben (vgl. auch Tafel III). Auf jeden Fall lässt sich, wie dies schon 1938 vom Verfasser dargetan wurde (Lit. 66, p. 372), die Ansicht von H. Renz (Lit. 140, p. 169), dass nämlich die steilgestellten Nagelfluhbänke bei Glandenstein steilgestellte Kronbergnagelfluh seien, nicht halten.

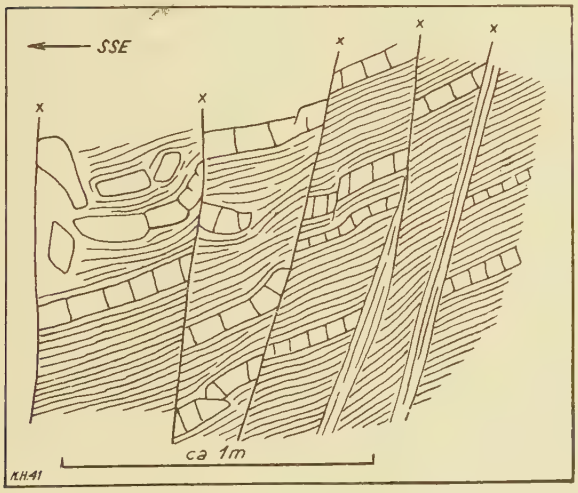


Fig. 25. Steile Detailschubflächen in den Grisigermergeln des östlichen Eugsttobels (Eugsttobel-Teilschuppe)

Mit recht grosser Wahrscheinlichkeit ist übrigens anzunehmen, dass die betreffende Steilzone sich nach NNE hin noch bis über die Sitter hinaus fortsetzt; denn der bekannte Aufschluss bei Krüsi (vgl. Tafel II, N Weissbad) [1]) stimmt in lithologischer Beziehung recht weitgehend mit jener Steilzone überein. Als weitere Konsequenz ergibt sich dann, worauf schon in Lit. 66, p. 371, vom Verfasser hingewiesen wurde, dass das Rupélien des Eugsttobel-Hagtobel-Zuges sich nicht in dasjenige von Weissbad fortsetzt (vgl. weiter unten, p. 124).

C. Die Speerschuppe (IV h—IV i auf Tafel I)

Jäh und unvermittelt schwingt sich die Speerschuppe aus der Linthebene bis zu fast 2000 m Höhe empor. Der orographisch so beherrschende Speerzug, der sich nach ENE in den Stockberg fortsetzt, bildet in tektonischer Hinsicht eine Einheit, die Speerschuppe. Auf dem Kartengrundriss erscheint dieselbe als zwar langgestrecktes, aber nur recht schmales Randelement der subalpinen Molasse.

Die nachfolgenden Ausführungen haben den östlichen, toggenburgischen Teil der Speerschuppe zum Gegenstand. Bis hinüber zum Stockberg bildet die Speerzone s. str., wie man die Schichtserie der Speerschuppe nennen kann, einen recht hohen Bergriegel, der nur vom Quertal der Thur unterbrochen wird; weiter östlich schmilzt sie dann rasch zu einem unauffälligen, am Fusse des Säntisgebirges dahinlaufenden Streifen zusammen; ihre letzten Reste verschwinden bei Gemeinenwesen unweit der Schwägalp vollends unter dem der Säntiskette vorgelagerten Gehängeschuttmantel. Als Reste der Speerschuppe kann man die weiter östlich, beim Dunkelberndli (Profil 5 *a*) am Alpenrand aufgeschlossenen, stark dislozierten chattischen Schichten betrachten sowie auch die im obersten westlichen Eugsttobel (Profil 3) aufgeschlossenen Grisigermergel. Vom oberen Rachentobel an (Profil 2 *a*) entfaltet sich nach NE hin eine E der Sitter sich komplizierende Zone aus Rupélien (E der Sitter auch Chattien), die man ebenfalls als östliches Äquivalent der Speerschuppe betrachten kann.

1. Stratigraphie

Die Speerschuppe setzt sich, wie schon aus der Tabelle p. 89 ersichtlich ist, aus maximal in nahezu 700 m Mächtigkeit aufgeschlossenem Rupélien und aus bis zu 2500 m mächtigem Chattien zusammen. Die in der Kronbergzone festgestellte Gesamtmächtigkeit des Chattiens von über 3000 m wird also nirgends erreicht; darum ergibt sich die naheliegende Vermutung, dass ein oberer Teil des Chattiens (limnoterrestrischen Stampiens) in der Speerschuppe fehlt.

a) Rupélien (Zone IV h auf Tafel I)

Fossilführendes brackisches Rupélien ist am Nordabhang des Stockberges zuerst von A. Ludwig gefunden worden (Lit. 120, p. 146). Ochsner zeichnet auf seiner geologischen Kartenskizze (Lit. 137, p. 651) die westliche Fortsetzung dieses «Stockberg-Rupéliens» im unteren Ïental (unter Hinzufügung eines Fragezeichens). Fragliches Rupélien in der vermutlichen östlichen Fortsetzung desjenigen von Bilten erwähnt Ochsner (Lit. 137, p. 657) auch vom Rappenbach E Schänis. 1937 (Lit. 64, p. 283 ff.) und 1938 (Lit. 66, p. 370 ff.) stellte ich durch neue Fossilfunde Mächtigkeit und Ausdehnung des Stockbergvorkommens fest, wies auf die Wahrscheinlichkeit eines direkten Zusammenhanges des Stockberg-Rupéliens mit demjenigen von Gemeinenwesen–Dreckloch (Profil 9) hin und diskutierte auch die tektonische Stellung des Rupélienzuges oberes Rachentobel–Weissbad (Profile 1—2*a*).

Die Grisigermergel des Stockberg-Nordwesthanges lassen sich W der Thur, von W her kommend, erstmals am rechten Hang des Ïenbachtobels W Henkenberg (vgl. Profil 17 *a*) feststellen. Weiter westlich, im mittleren Ïental, sind sie von quartären Ablagerungen bedeckt. Die Rupélienzone nimmt nach ENE hin rasch an Mächtigkeit zu; sie zieht sich als breites Band S an Nesslau vorbei über Lutenwil (Profil 15 *a*) N um den Stockberg herum, dessen wiesen- und weidenbedeckten Sockel sie bildet. NE des Stockbergs, hinter dem mechanischen Hemmnis des Pfingstbodensporns, verschwindet sie bis auf einen schmalen Streifen. Sehr wahrscheinlich sind die bei Dreckloch und Gemeinenwesen (Profil 9) aufgeschlossenen Grisigermergel als östliches Ende dieses Streifens aufzufassen.

[1]) A. Ludwig (Lit. 123, p. 140) vermutete dort bereits eine Aufschiebung von «Stampien auf Stampien».

Am vollständigsten ist die Rupélienserie zwischen Strick (N Lutenwil) und Rietbad (Profil 13 *a*) entwickelt. In dieser Gegend lässt sich folgendes «Normalprofil» durch die Rupélienserie aufstellen:

1. über 30 m	Grünlichgraue und violettrote Mergel mit einzelnen Nagelfluheinschaltungen. Keine brackischen Fossilien.	Chattien
2. über 8 m	Horwersandstein: teils in der Ausbildung von z. T. bereits Geröllschnüre führenden Horwerplatten, teilweise als weniger plattiger, grauer Kalksandstein. Hie und da mit *brackischen Fossilien*. Stellenweise Zwischenlagen von Grisigermergeln.	Rupélien
3. 30 bis über 60 m	Grisigermergel mit nach oben häufiger und mächtiger werdenden, zentimeter- bis über dezimeterdicken, äusserst harten Kalksandsteinbänkchen; im westlichen Stockberggebiet ausserdem mit 2—5 weiteren, 1 m bis mehrere Meter mächtigen Sandsteinbänken (z. T. Horwerplatten, z. T. «gewöhnlicher» Kalksandstein). *Brackische* und *marine Fossilien*.	Rupélien
4. ca. 500 m	Grisigermergel, ohne Sandsteineinschaltungen. *Fischschuppen* und *Bivalven*.	Rupélien
	? Aufschiebung ?	
5. über 100 m	«Untere Sandsteine»: 1 m bis mehrere Meter mächtige, z. T. massenhaft «*Cyrenen*» führende, teils grobkörnige, teils plattige Kalksandsteine (nirgends eigentlicher Horwerplattentypus), wechsellagernd mit Grisigermergeln, welche ebenfalls brackische Bivalven (darunter kleine *Cardien*) führen.	Rupélien

An diesem Profil interessiert in erster Linie das Auftreten des sandsteinreichen Horizontes 5. Dieser an «*Cyrenen*» sehr reiche Horizont wurde vom Verfasser 1936 gefunden (Lit. 64, p. 283). Danach wäre also Sandstein nicht nur gegen den oberen Abschluss des Rupéliens, sondern schon in sehr viel tieferer stratigraphischer Lage nachgewiesen. Man wäre versucht, von einer Dreigliederung des Rupéliens zu sprechen, wie sie sowohl in der Schweiz als auch im Vorarlberg und Allgäu von mehreren Autoren erwähnt wurde (vgl. folgende Tabelle):

	Fröhlicher	Mollet	Muheim	Richter
1. Horwersandstein (im E Bausandstein z. T.)	50 m	25 m	25—30 m	ca. 100 m [1])
2. Grisigermergel (im E Tonmergel)	100 m	600 m	170—180 m	mindestens 600 m
3. Unterer Sandstein (im W Plattensandstein, im E Deutenhausener Sandstein)	mehrere Meter	bis 200 m	20—25 m	400—500 m

Fröhlicher (Lit. 53, p. 20), Mollet (Lit. 130, p. 46), Muheim (Lit. 133, p. 186) und Richter (Lit. 145, p. 3) betrachten den «unteren Sandstein» als tiefstes Glied der ganzen Serie, d. h. als normales Liegendes der Grisigermergelserie. Dass es sich aber dabei zumindest nicht immer um ein und dasselbe stratigraphische Niveau handeln würde, darauf hin weist schon die ganz verschiedene Mächtigkeit der Grisigermergelserie. Neuerdings kommt Buxtorf für einige Aufschlüsse im Eigental bei Luzern zum Resultat, dass die «unteren Sandsteine» mit der hangenden Serie, nämlich den Grisigermergeln, nur in tektonischem Kontakt stehen (Lit. 35, p. 152, und Tafel IX) und in Wirklichkeit der «Giebelegg-Schuppenzone» [2]) angehören, welche aus verschürften Elementen der mittleren und oberen Horwerschichten besteht. Es liegt daher nahe, auch für mein Untersuchungsgebiet über dem «unteren Sandsteinhorizont» (= Nr. 5 meines «Normalprofils») eine Schubfläche anzunehmen. Die bisherigen Beobachtungen liefern jedoch keine schlüssigen Beweise für eine solche Schubfläche, weshalb die Frage, ob es sich bei besagten Sandsteinen in Wirklichkeit um solche aus dem obersten Abschnitt des marin-brackischen Unterstampiens handelt, vorläufig offengelassen werden muss. Die einzelnen Beobachtungen lassen sich kurz wie folgt zusammenfassen:

Die «unteren Sandsteine» liegen in einem oft etwa 30—40 m hohen Steilabsatz, der sich von Strick an nach ENE zieht; die östlichsten Aufschlüsse befinden sich im Tobel knapp S Rietbad (vgl. Tafel II und Profile 13*a* und 14*a*). Es handelt sich um zwei hauptsächliche Sandsteinhorizonte, die durch teils sehr häufige Führung von *Polymesoda convexa* Brgt. (sog. «*Cyrenen*») auffallen und stellenweise Nagelfluheinlagerungen (mit ziemlich häufigen Quarz- und Gneisgeröllen) enthalten. Zwischen den «unteren Sandsteinen» sind an einigen Orten Grisigermergel entblösst, die kleine

[1]) Betreffend Mächtigkeit des «Bausandsteins» nach Richter vgl. jedoch die Ausführungen p. 92, wonach für das Vorarlberg nur 30—50 m anzunehmen wären.

[2]) Nicht zu verwechseln mit der gleichnamigen Molasseschuppe zwischen Gürbe und Schwarzwasser (Kanton Bern).

Cardien und andere, unbestimmbare kleine Bivalven führen. Das Hangende der «unteren Sandsteine» ist, soweit sichtbar, nur Grisigermergel. Einzig im Tobel S Rietbad stehen etwas südlich der Quellfassung Rietbad blaugrünlich-graue Mergel mit Mergelsandstein- und Kalksandsteinbänkchen an; d. h. Mergel, die nicht eigentlichen «Grisigertypus» besitzen; aber rötliche Mergel, wie sie sonst überall im Hangenden der Grisigermergel des Stockberggebietes auftreten, liessen sich auch hier nicht nachweisen. Bemerkenswert ist auch, dass die Fazies und die Fossilführung der «unteren Sandsteine» von derjenigen der Horwersandsteine im engeren Sinn (Nr. 2 des vorstehenden Normalprofils) ziemlich stark abweicht. Auch die tektonischen Verhältnisse bringen keine weitere Klärung. Innerhalb der «unteren Sandsteine» lassen sich mehrere sekundäre Schubflächen und Verbiegungen feststellen; dies ist aber bei der Nähe der Speeraufschiebung nicht verwunderlich (Profile 13*a* und 14*a*).

Die mehrere 100 m mächtige sandsteinfreie Grisigermergelserie (Nr. 4 des Normalprofils, p. 115) ist im Tobel S Rietbad (sog. «Rietbadtobel», vgl. Tafel I und Profil 13 *a*) besonders vollständig aufgeschlossen. Es handelt sich um graue Tonmergel, die in jeder Hinsicht mit den Grisigermergeln bei Luzern und den grauen Tonmergeln der vorarlbergischen und der Allgäuermolasse übereinstimmen (vgl. auch p. 133). Inmitten der Serie, etwa dort, wo Kote 1035 m das Tobel schneidet (vgl. Tafel II, Fossilfundstelle und S. A.-Blatt 237 Stockberg) führt eine etwas kompaktere Grisigermergelbank kleine «*Cyrenen*» und *Fischschuppen*, darunter einzelne guterhaltene von *Clupea longimana* (Heckel). Früher als in der Schorhüttenbergschuppe und in der Kräzerlischuppe, nämlich schon 40 bis über 70 m unter der Obergrenze des brackisch-marinen Unterstampiens, stellen sich in den Grisigermergeln mächtigere Sandsteinzwischenlagen ein (Serie 3 des Normalprofils, p. 115). So finden sich z. B. NW der Friesenalp bis 2 m mächtige Horwerplatten schon ca. 50 m unter den obersten Grisigermergeln. Ähnlich mächtig ist diese Übergangszone Grisigermergel-Horwerplatten im Thurtal entwickelt; die eigentlichen Horwerplatten beginnen dort schon im oberen Teil dieser Übergangszone, ca. 30 m unter der Obergrenze des brackisch-marinen Unterstampiens (vgl. Profil 5, Fig. 15, p. 93, Text dazu p. 117).

Der Fossilinhalt des Rupéliens des Stockberggebietes deckt sich weitgehend mit demjenigen des Rupéliens der Schorhüttenberg- und der Kräzerlischuppe. Am häufigsten sind *Polymesoda convexa* Brgt. (vor allem im «unteren Sandstein») und *Cardium sp.* (mindestens zwei leider nicht näher bestimmbare Arten), ferner kleine, unbestimmbare Bivalven und vereinzelt *Melanopsis sp.*; ferner fanden sich *Fischschuppen*, darunter solche von *Clupea longimana* (Heckel), Fischwirbelbruchstücke, selten kleine *Haifischzähne* und Zähnchen von *Chrysophris sp.* Die *Cardien* bilden, teilweise mit «*Cyrenen*» zusammen, «strichweise» ausgesprochene Muschelagglomerate vom Aussehen einer harten, zähen Lumachelle und Mächtigkeiten von mehreren Zentimetern bis über 1 dm. An Fundstellen von solchen seien erwähnt: Tobel S Rietbad bei ca. 1150 m (vgl. auch Profil Nr. 6, p. 117, Schicht Nr. 10), Tobel WSW Friesenalp bei ca. 1160 m, Koord. ca. 735,4/232,7, S. A.-Blatt 237 Stockberg) sowie Hakensteinbruch SE Nesslau (vgl. Tafel II, Fossilfundstelle). Die im Hakensteinbruch feststellbare Muschelbank findet sich auch an der Thur, ca. 80 m weiter im S, wieder. Ähnliche Muschelagglomerate sind in der ostschweizerischen subalpinen Molasse nur aus dem Rupélien von Bilten bekannt. Sie setzen sich grösstenteils aus beschädigten oder sogar ganz zerbrochenen *Cardien* und «*Cyrenen*» zusammen, deren Schale teilweise noch erhalten ist. Die Muschelagglomerate liegen, mit Ausnahme desjenigen vom Tobel S Rietbad, nicht innerhalb der Horwerplatten, sondern in mergeligen Zwischenlagen zwischen denselben. In den eigentlichen Horwerplatten sind Fossilien selten; auch in den Grisigermergeln finden sie sich nur in einzelnen Horizonten. Die in den Grisigermergeln an wenigen Stellen vorkommenden *Cardien* und «*Cyrenen*» sind ausgesprochene, z. T. nur ca. 2—3 mm grosse Zwergformen. Fischschuppen fanden sich nur in den Grisigermergeln (vgl. oben). Die Zahl der Fundstellen brackischer Fossilien (*Cardien* und «*Cyrenen*») ist dagegen recht gross; aber fast alle Fundstellen liegen im obersten Teil des marin-brackischen Unterstampiens (wenn man von den «unteren Sandsteinen» absieht, deren stratigraphische Stellung indessen noch unsicher ist), nämlich in den Schichtserien 2 und 3 des Normalprofils p. 115. Die Fundstellen verteilen sich auf die ganze Länge der Ausbisse dieser Schichtserien vom unteren Ietal bis zum Dacheggwald (Profil 11). Eine weitere Fundstelle liegt im oberen Rachentobel (vgl. Tafel II und Profil 2 *a*). Auf Tafel II und den Profilen sind nur die wichtigsten Fundstellen eingetragen.

b) Detailprofile durch die Grenzregion Rupélien-Chattien

Wie schon früher (p. 92) ausgeführt, können wir die Horwerplatten als Obergrenze des Rupéliens betrachten. Dies gilt auch für die Speerschuppe; auch hier treten über den Horwerplatten, wie dies aus

den nachfolgenden beiden Profilen und der nachfolgenden Beschreibung ersichtlich ist, nur limnoterrestrische Schichten auf.

1. Thurprofil bei Haken SE Nesslau (Profil 5, Fig. 15, p. 93).

Chattien	1.	13—14 m	Kalknagelfluh, fast ohne kristalline Gerölle.
	2.	ca. 13 m	Vorwiegend violettrote Mergel.
	3.	ca. 12 m	Kalknagelfluh, oben mit Kalksandstein abschliessend.
	4.	ca. 15 m	Vorwiegend violettrote Mergel.
	5.	2—3 m	Kalknagelfluh, wie 1.
	6.	ca. 15 m	Mergel, ähnlich 4.
	7.	0—4 m	Kalknagelfluh, bildet im Längsprofil eine ca. 20 m breite, in die liegenden Mergel eingesenkte «Rinnennagelfluh».
	8.	ca. 15 m	Oben 11 m violettrote, schieferig-knollige Mergel mit einzelnen härteren, knolligen Mergelsandsteinzwischenlagen. Zuunterst 4 m graugrünliche, schieferige Glimmersandsteine.
	9.	ca. 1 m	Violettrote Mergel.
	10.	über 10 m	Einlagerungen von bunter Nagelfluh (mit ausschliesslich metamorphen Kristallingeröllen neben Sedimentgeröllen). Dazwischen graugrünliche Mergelsandsteine und violettrote Schiefermergel, zuunterst 0—2 m Mergelsandsteine und violettrote Schiefermergel mit Mergelsandsteinbänkchen.
Rupélien	11.	ca. 6 m	Typische Horwerplatten (Fortsetzung der Horwerplatten, die die Hinterwand des südlichen Steinbruchs von Haken bilden). Darin grössere Geröllnester (über 10 % kristalline Gerölle).
	12.	ca. 5 m	Bankige, hellgrünlich-bläuliche, gelblich anwitternde, harte, kalkig-glimmerige Mergelsandsteine mit einzelnen *Cardien* und stellenweise mit Markasitkonkretionen.
	13.	ca. 6 m	Blaugraue Schiefermergel mit kalkigem mächtigem Muschelagglomerat (vorwiegend *Cardien*) und einzelnen harten Horwersandsteinbänkchen.
	14.	ca. 13 m	Dünn-dickbankige Horwerplatten mit nach unten zunehmenden dünnen, grauen Sandmergelzwischenlagen und stärkerer Nagelfluheinstreuung im mittleren Teil (wiederum mit über 10 % kristallinen Geröllen). Wellenfurchen, deren Kämme 5—8 cm auseinanderliegen und steil einfallen.
	15.	über 15 m	Grisigermergel mit einzelnen dünnen Horwersandsteinbänkchen.

2. Tobel südlich Rietbad, von ca. 1210 m abwärts bis ca. 1115 m (Profil 6, Fig. 15, p. 93).

Chattien	1.	15 m	Violettrot-grünlich gefleckte, schiefrige Mergel mit härteren, knolligen Zwischenlagen.
	2.	ca. 3 m	Plattige, mittelharte, grünliche Kalksandsteine mit violettroten Infiltrationen und dünnen Zwischenlagen graugrünlicher toniger Mergel.
	3.	ca. 30 m	Wie 1.
	4.	ca. 4 m	Bunte «Rinnennagelfluh». Gerölle bis über 20 cm.
	5.	über 20 m	Graugrünliche, frisch graubläuliche, weiche, bröcklige Mergel, zuoberst in violettrote Mergel übergehend. Einschaltung harter Mergelsandsteinbänkchen.
	6.	ca. 4 m	Nagelfluh vom Typus wie 4.
	7.	ca. 18 m	Graugrünliche-graubläuliche Mergel, im oberen und unteren Teil je eine Nagelfluheinlagerung vom Typus wie 4. Gegen unten Anreicherung an Mergelsandsteinbänkchen.
Rupélien	8.	ca. 4 m	Dickbankiger bis ungeschichteter, feinkörniger, etwas mergeliger Horwersandstein, gegen oben vermergelnd und sich in dünnere Bänke aufteilend.
	9.	0—½ m	Oberste Grisigermergel: graue Schiefermergel mit vielen 1—5 cm dicken, harten Horwersandsteinbänkchen, gegen unten in mergeligeren Sandstein vom Typus 8 übergehend. Gegen Osten zu ist 9 durch die hangende Bank 8 vollständig erodiert.
	10.	ca. 5 m	Sandstein, ähnlich 8, aber mit Übergängen zu typischen Horwerplatten, die jedoch nicht in der schönen Ausbildung wie im engeren Thurgebiet erscheinen. Darin eingelagert Muschelagglomerat mit fast ausschliesslich *Cardien*.
	11.	über 20 m	Grisigermergel, nach oben mit zunehmender Einschaltung von millimeter- bis dezimeterdicken Horwersandsteinbänkchen.

c) Chattien (Zone IV i auf Tafel I)

Das Chattien der Speerschuppe ist nach oben hin sehr unvollständig. Schon im Querschnitt der Linth, wo es am mächtigsten ist, können wir von der dort etwa 2450 m mächtigen Serie höchstens 1450 m den Ebnaterschichten zuweisen; das stratigraphische Äquivalent der Wintersbergzone fehlt dagegen vollständig. Dieses «Oberchattien» ist sehr wahrscheinlich hier überhaupt nie abgelagert worden; sein Ablagerungsraum beginnt — im Zuge des Nach-Norden-Vorrückens des Schuttfächers — erst weiter nördlich. Nach Osten hin reduziert sich die Mächtigkeit weiter, indem allmählich immer tiefere Serien am Alpenrand abstossen.

α) **Speerschichten** (Sp auf Tafel II) — **Untere Bunte Molasse** (U auf Tafel II).

In der Speerschuppe ist der auch von anderen Schuttfächern bekannte seitliche Übergang der unterchattischen Nagelfluhfazies der Speerschichten in die Fazies der Unteren Bunten Molasse (Molasse Rouge) prachtvoll zu beobachten. Am Schäniserberg sind die Rotmergel im Zusammenhang mit der hier unmittelbar über dem Rupélien einsetzenden starken Nagelfluhschüttung von Anfang an fast restlos durch graugrünliche Mergel ersetzt. Schon im Querschnitt des Speermürli setzt dann die Rotfärbung der Mergel, parallel mit dem beginnenden Zurücktreten der Nagelfluhschüttung, zunächst in den tiefstaufgeschlossenen (wahrscheinlich etwa 200—300 m über dem obersten Rupélien gelegenen) Horizonten bei Alp Bütz (vgl. Tafel II, 1,6 km NE des Speergipfels) kräftig ein. Östlich vom Speermürli geht sie rasch in höhere Horizonte hinauf, so dass schliesslich zwischen Henkenberg und Unter Seuzach, d. h. auf beiden Flanken des Thurtals, die untersten 600 m des Chattiens ganz überwiegend aus violettroten und rotgrünlich gesprenkelten Mergeln bestehen. Von den 20—25 im Profil des Speers vorhandenen Nagelfluhbänken, welche zusammen wohl gegen 700 m, d. h. über zwei Drittel der 1000 m mächtigen Speerschichten ausmachen, keilen die unteren gegen das Thurtal hin aus; nur die obersten erreichen die Thur, und zwar in sehr stark reduzierter Mächtigkeit; die Gesamtmächtigkeit der Nagelfluhbänke beträgt hier nur noch knapp 150 m. Dagegen bleibt die Gesamtmächtigkeit der ganzen Schichtserie der Speerschichten konstant (ca. 1000 m). Östlich des Thurtals, am W-Hang des Stockbergs, setzt die Nagelfluhschüttung wieder kräftig ein, wiederum ohne dass eine parallel dazu gehende Vergrösserung der Gesamtmächtigkeit zu konstatieren wäre. Zunächst schwillt die Anzahl der Nagelfluhbänke von unter 20 wieder auf über 30 an; diese Zahl wird etwa im Profil 14*a* (vgl. Tafel II) erreicht. Weiter nordöstlich sieht man, wie die einzelnen Bänke zu mächtigen Nagelfluhkomplexen «zusammenwachsen». Dieser sehr akzentuierte Spezialschuttfächer des Stockbergs (vgl. auch Fig. 26) stellt einen östlichen Nebenarm des Speerschuttfächers dar, setzt aber im Gegensatz zur Speerhauptschüttung erst etwa 500—700 m über dem Rupélien ein. Die basalen 500—700 m sind dem ganzen Stockbergfuss entlang in der nagelfluharmen Fazies der Unteren Bunten Molasse (U auf Tafel I) entwickelt.

Morphologisch tritt die Untere Bunte Molasse charakteristisch hervor.

In dieser Zone liegt der nördliche Teil der flachen, WSW-ENE-laufenden Isoklinaltälchen zwischen Henkenberg (Profil 17) und Thur, dann die weichgeformten Hänge NE Hub, die Terrassen von Friesenalp und Järflenalp am Nordabhang des Stockbergs. Weiter östlich wird die Untere Bunte Molasse vom Katzenbach in enger Schlucht nach N durchquert. Aufschlüsse in der Unteren Bunten Molasse sind weiterhin im Dacheggwald (Profil 11), bei Bumoos (W Profil 12) und in der Gegend zwischen Wideralp und Dreckloch (W Profil 9) zu konstatieren.

Lithologisch ist die Untere Bunte Molasse von grosser Eintönigkeit. Violettrote oder violettrotgrünlich gefleckte, feinkörnige bis fast dichte, schieferige Mergel machen über 90 % der Gesteinsfolge aus. Meist enthalten sie ziemlich häufig 20 cm bis über meterdicke, härtere, knollig-flaserig zerfallende, mit Kalkkonkretionen gespickte, kalkig-glimmerige Mergelsandsteinbänkchen. Solche Kalkkonkretionen, von Kraus (Lit. 101, p. 60) mit Lösskindeln verglichen, sind indes, wie wir bereits früher gesehen haben, nicht auf das Stampien beschränkt; einzig den Grisigermergeln fehlen sie völlig; offenbar war in dem marinbrackischen Milieu die Bildung von solchen Kalkkonkretionen überhaupt nicht möglich (vgl. auch p. 75). Bei den violettroten Mergeln handelt es sich um dieselben Typen, wie sie auch in der Molasse Rouge de Vevey, ferner im unteren Teil der Bäuchlen- und der Rigiserie anzutreffen sind, und wie sie auch in der Zone von Alberschwende (Arn. Heim, Lit. 83, p. 15) und der dieser Zone entsprechenden «südlichen Zone der Weissachschichten» Muheims (Lit. 133, p. 209) vorherrschend sind. Alle diese Zonen nehmen auch stratigraphisch eine sehr ähnliche Stellung ein; an den meisten Orten beginnen die violettrot gefärbten Mergel unmittelbar oder in geringem Abstand über der Obergrenze des marin-brackischen Unterstampiens.

Festere, vorwiegend feinkörnige, oft grünlichgraue und bräunliche Kalksandsteine, vereinzelt auch kalkarme, quarzreiche und locker verkittete Sandsteine sind nur spärlich und meist in unmittelbarer Nähe, oft als oberer Abschluss von Konglomeratbänken eingelagert.

Die Hangendgrenze der Unteren Bunten Molasse des Stockberggebietes ist nicht scharf ausgeprägt; im zentralen Stockberggebiet und in der Umgebung des Blässkopfs (Profil 18) liegt sie etwa an der Untergrenze der untersten, gedrängt auftretenden Kalknagelfluhriffe. Stratigraphisch am höchsten dürfte sie im Thurtal selbst liegen, wo sie der ca. 80 m S des eisernen Steges, d. h. ca. 100 m NW des oberen Giessenfalls, durchziehenden Nagelfluhbank folgt.

Bei den spärlich eingestreuten Nagelfluhbänken der Unteren Bunten Molasse handelt es sich einmal um bunte Nagelfluhen, die aber neben Sedimentgeröllen nur metamorphes Kristallin führen (vgl. Nagelfluhzählung 17, Tabelle 2, und Nagelfluhzählung 18, Tabellen 2 und 5, ferner p. 128). Sie beginnen schon im Rupélien (vgl. die beiden Detailprofile durch die Grenzregion Rupélien-Chattien, p. 117) und reichen meist nicht mehr als ca. 50 m über die Rupélien-Chattien-Grenze hinauf. Auch im Längsprofil ist ihre Verbreitung nicht allzu gross; sie lassen sich nach W bis zum Henkenberg, nach E (mit abnehmendem Gehalt an kristallinen Geröllen) bis Gemeinenwesen (Profil 9) feststellen.

Ähnliche bunte Nagelfluhen in der Grenzregion Rupélien-Chattien sind bisher in der Literatur nur von wenigen Stellen bekannt. Vielleicht dürfen die von Ochsner (Lit. 137, p. 650) erwähnten, im Chattien gelegenen «relativ bunten» Nagelfluhen bei den Hütten von Gelbberg (östliches Wäggitalgebiet, Kanton Schwyz) als eine nahezu gleichzeitige Schüttung mit petrographisch ähnlichem Einzugsgebiet betrachtet werden. Dagegen beruht die Annahme Kopps (Lit. 95, p. 392) eines stampischen, rote Granitgerölle führenden Schuttfächers an der Basis der Rigiserie im Gebiete beidseits des Ägerisees (Kanton Zug) auf einem Irrtum. Die betreffende Nagelfluh gehört in Wirklichkeit nicht mehr zur Rigiserie, sondern zu der Grindeleggserie, welche N der Hauptaufschiebung (Rigiaufschiebung) liegt. Interessanterweise enthalten nach Muheim (Lit. 133) die Nagelfluhen der Weissachschichten und insbesondere der sog. Bausteinzone (vgl. p. 92) sehr ähnliches metamorphes Kristallin, wie wir es in den Nagelfluhen des Stockberggebietes antreffen (vgl. betreffend Geröllinhalt p. 128 ff.); man hat daraus auf Gemeinsamkeiten des Einzugsgebietes zu schliessen.

Die einzelnen Bänke dieser bemerkenswerten Nagelfluh haben meist eine sehr geringe streichende Ausdehnung; es handelt sich um Ausfüllungen von schmalen, in die liegenden Mergel erodierten Rinnen, sog. «Rinnennagelfluhen». Die einzelnen Rinnenfüllungen nehmen kein einheitliches Niveau ein, d. h. fast in jedem Querprofil treten sie in etwas anderem Niveau auf. An manchen Orten, so in den Töbeln ob Rietbad und im westlichen Järflenwald (N Järflenalp), liegen 3—5 einander im Streichen ablösende, maximal bis über 6 m mächtige Nagelfluhen übereinander; im Thurgebiet sind es ebensoviele; dagegen fehlen sie im östlichsten Teil des Stockberggebietes fast vollständig; am Katzenbach ist nur eine einzige Bank vorhanden.

Im mittleren und hangenden Teil der Unteren Bunten Molasse des Stockberggebietes fehlen ähnliche bunte Nagelfluhen; dagegen sind Rinnennagelfluhen von der «normalen» Zusammensetzung der Kalknagelfluhen des Speerfächers spärlich eingelagert. Die mächtigsten dieser Nagelfluhen haben bereits eine bedeutend grössere streichende Ausdehnung, so z. B. die 13—14 m mächtige Kalknagelfluh Nr. 1 des Profils 5 zu Fig. 15 (p. 117; vgl. auch p. 93). Diese Nagelfluh bildet N und NE Hub (Profil 16) eine deutliche Geländerippe. Wir können diese Kalknagelfluhen im Gegensatz zu den bunten Nagelfluhen der Rupélien-Chattien-Grenzregion als eigentliche Vorläufer der Stockbergnagelfluh bezeichnen.

Die bis über 30 m mächtigen Nagelfluhen der oberen Speerschichten bilden weithin verfolgbare Horizonte. Die Mächtigkeit selbst der mächtigsten dieser Riffe ist jedoch sehr starken Schwankungen unterworfen, und vor allem ist die Verteilung der Riffe im Querprofil im Stockberggebiet teilweise eine andere als im Speergebiet.

So steht z. B. den beiden mächtigsten (je über 30 m mächtigen) Nagelfluhen im oberen Teil der Stockbergnordwand (vgl. Fig. 26) in gleichem stratigraphischem Niveau im Profil des Speers nichts annähernd Gleichwertiges gegenüber. Anderseits kann man die Gipfelnagelfluh des kleinen Stockbergs, die vom Stockberghauptgipfel durch dünnere Nagelfluhbänke getrennt ist (an deren Stelle im Thurtal nur Mergel vorhanden sind), über den oberen Giessenfall (*G* auf Tafel II) mit Sicherheit bis an den Gipfel des Blässkopfs (Profil 18) und von hier aus (mit kurzem Unterbruch in der moränenbedeckten Perfirenalp), wieder anschwellend, bis in die oberste, mächtige Bank der Speernordwand hinein verfolgen. Aber auch innerhalb dieses über 40 m mächtigen Komplexes wechselt — bei gleichbleibender Gesamtmächtigkeit — die Fazies im Längsprofil rasch. Schon im westlichen Teil der Stockbergnordwand (vgl. Fig. 26) spaltet sich längs einer Mergeleinschaltung ein oberstes Stück der Gipfelnagelfluh des kleinen Stockbergs ab, und die Hauptmasse der übrigbleibenden Nagelfluh teilt sich dann unweit westlich im Zuge der allgemeinen «seitlichen» Auskeilung in zwei Hauptbänke auf. Diese letzteren erreichen beim oberen Giessenfall die Thur und streichen dann zum Gipfel des Blässkopfes empor, wo sie anscheinend nach W zu z. T. wieder auskeilen.

Nach E zu wird die Stockbergnagelfluh von der Alpenrandschubfläche abgeschnitten. Nach Arn. Heim (Lit. 77, p. 453 ff.) wäre anzunehmen, dass es sich bei diesem Aufhören der Stockberg-

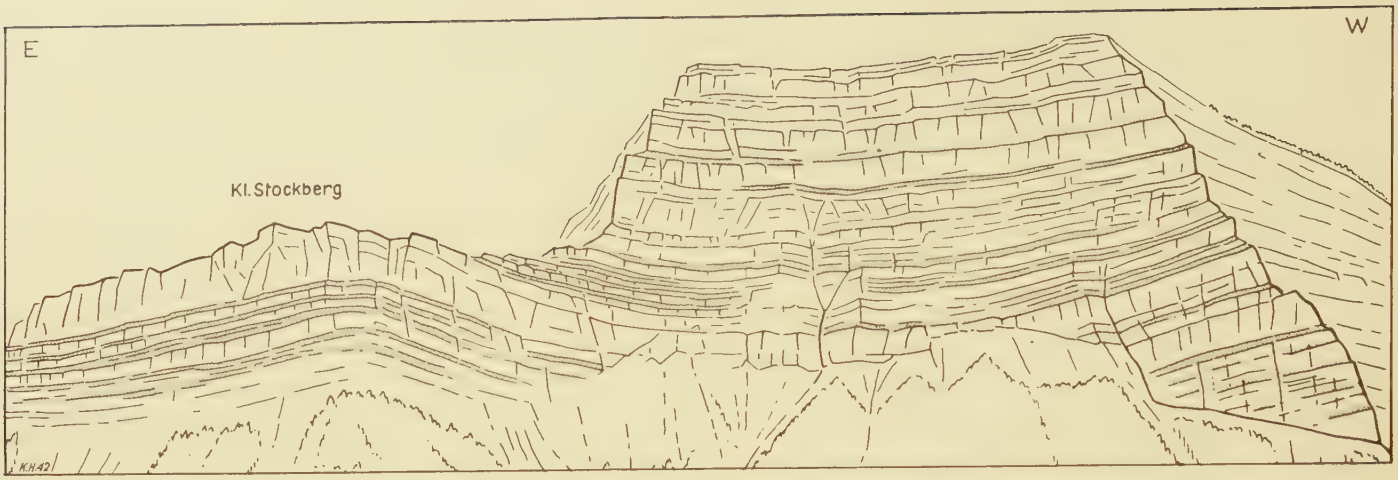


Fig. 26. Der Stockberg vom Hinterfallenkopf aus

nagelfluh um das Phönomen der sog. «alten Erosion» handelt; die Alpenrandschubfläche falle hier mit einer tertiären (SE-geneigten) Geländeoberfläche zusammen; es sei wahrscheinlich, dass die Stockbergnagelfluh in der Tiefe ungestört «mit relativ glatt abradierten Schichtköpfen» unter dem Säntis und der Fähnern weiterziehe. Zu der gleichen Schlussfolgerung kommt auch Schlatter (Lit. 156, Profile). Ich möchte den Alpenrand E des Stockberges nicht als eine ursprüngliche Erosionsfläche (Geländeoberfläche) deuten, sondern als eine rein tektonische Fläche. Über die Wahrscheinlichkeit einer östlichen Fortsetzung der Stockbergnagelfluh unter dem Säntisgebirge möchte ich mich nicht äussern; es sei lediglich die Bemerkung erlaubt, dass angesichts des so ausserordentlich schnellen Auskeilens der Stockbergnagelfluh gegen das Thurtal zu auch ein entsprechend rasches, gegen E hin stattfindendes Auskeilen durchaus nicht ganz unwahrscheinlich sein dürfte.

β) **Ebnaterschichten** (Eb auf Tafel II).

Vom Chattien sind im Querprofil Speer–Mattstock (Profil 23) noch ca. 2000 m vorhanden; da wir ca. 1000 m für die Speerschichten angenommen haben, bleiben für die Ebnaterschichten ebenfalls noch ca. 1000 m (es wäre denkbar, dass die Untergrenze der Ebnaterschichten noch etwas höher anzusetzen wäre). Gegen E zu wird diese 1000 m mächtige obere Chattienserie der Speerschuppe zusehends unvollständiger; im Profil Ïentalerberg–Zwislenwald (Profil 19) fehlen die obersten 250 m; im N des Goggeien (1 km östlich von Profil 17) sind nur noch die untersten ca. 300 m vorhanden; im Thurquerschnitt sind es nochmals 500 m, im Querschnitt des Stockberggipfels (Profil 13 *a*) aber nur noch die untersten 200 m, die von der Serie der Ebnaterschichten übriggeblieben sind. Wenig östlich des Riesepasses stossen ihre untersten Niveaus seitlich gegen den Alpenrand.

Im Speerprofil besteht die Ebnaterserie aus ca. 35 hauptsächlichen, meist zwischen 4 und 15 m mächtigen Kalknagelfluhbänken, die zusammen gegen 50 % der Gesamtmächtigkeit der Serie ausmachen. Sie sind durch vorwiegend graugrünliche, untergeordnet auch violettrote, schieferige Mergel getrennt. Kalksandsteine, die manchmal rötlich infiltriert sind, spielen eine nur geringe Rolle und sind meist nur als Schmitzen innerhalb von Nagelfluhbänken oder als Übergang von Nagelfluh zum hangenden Mergel zu finden.

Schöne Profile durch Teile der Ebnaterschichten finden sich im östlichen Speergebiet z. B. im Schwemmibach N und NE des Zwislenwaldes (zwischen Profilen 18 und 19). Wir notieren dort von 1120 m ü. M. abwärts am Bach von S nach N:

1. Nach E hin auskeilende Nagelfluhen mit Kegelwülsten an der Unterfläche.
2. Graugrüne, bröcklig-schieferige Mergel, an der Unterfläche mit bis über meterdicken, gelbbraun anwitternden grünlichgrauen Mergelzwischenlagen in Abständen von 3—10 m. Selten sind dazwischen auch geringmächtige violette und grünlich-schwarzviolette Mergelbänder eingeschaltet.
3. Über 8 m mächtiger, nach E hin «aufbändernder» Kalksandstein. Die einzelnen Bänkchen des östlichen Teils keilen wiederum gegen E hin aus, wodurch der ganze Komplex in Mergel übergeht.

Schon Arn. Heim (Lit. 79, p. 26 ff.) hat beobachtet, dass die obersten Nagelfluhhorizonte der Speernagelfluh nach E hin, nämlich im Gebiet des Goldacherwaldes (Profil 18) und des Zwislenwaldes (Profil 19), in Sandstein und sandige Mergel übergehen. Wenn dieser Autor den Zwislenwald ein «Zentrum der Sand- und Schlammablagerungen zwischen zwei benachbarten Gebieten gleichzeitiger periodischer Gerölleinschwemmungen» (d. h. zwischen dem Gebiet von Mattalp im W und dem Gebiet von Stein [Toggenburg] im E) nennt, so ist dies allerdings wie folgt zu berichtigen: Die stratigraphisch höchsten bei Stein (Toggenburg) vorhandenen Nagelfluhen, welche dort noch mit Sicherheit zum normalstratigraphischen Verband der Speerschuppe gehören, liegen im unmittelbaren Liegenden der Schichten des Goldacherwaldes. Mit andern Worten, eine nochmalige Zunahme der Nagelfluhschüttung vom Profil des Goldacherwaldes an nach E kann in der Serie der Ebnaterschichten nicht nachgewiesen werden.

Dieses Phänomen, nämlich dass eine Nagelfluhserie in streichender Richtung in eine Mergel- oder Mergel-Sandsteinserie übergeht, lernten wir schon wiederholt kennen. Vor allem sind, wie oben eingehend beschrieben, auch entlang dem Südrand der Kronbergzone s. str. ganz analoge Auskeilungen festzustellen. Es ist also von grossem Interesse, dass auch am Südrand des Speerschuttfächers im Bereiche meines Untersuchungsgebietes die nagelfluharme Fazies von WSW nach ENE hin allmählich in immer tiefere Horizonte hinuntergreift.

Übrigens verläuft im eben genannten Zwislenwald die Molasse-Flysch-Grenze bedeutend nördlicher, als es Arn. Heim in Lit. 79, p. 26 ff., darstellt. Die 200—250 m mächtige «Zone des Molassemergels», welche nach dem genannten Autor die Molasseserie in diesem Gebiet nach S hin abschliesst, besteht nämlich in Wirklichkeit aus Flyschmergeln; erst ziemlich tief unten im Goldacherwald erscheinen die obersten Aufschlüsse von Molassegesteinen (graugrünliche Mergel, Mergelsandsteine, Kalksandsteinbänke und vereinzelte Kalknagelfluhen). Durch ihre abnorme Lagerung, die starke Zerscherung und Phacoidbildung lassen sie darauf schliessen, dass der Molasse-Flyschkontakt nur wenig weiter südlich, unter versacktem Flyschmaterial verborgen liegt. Auf der neuen geologischen Karte des Kantons Glarus (Lit. 191), auf der gerade noch der Südwestzipfel der «Zone des Molassemergels» sichtbar ist, ist denn auch dieser Zipfel in richtiger Weise als Flyschmergel (Eocänmergel) eingezeichnet.

2. Tektonik

Die Erkenntnis, dass die Speernagelfluhserie eine normal, d. h. nicht überkippt SSE-fallende Serie darstellt, verdanken wir F. J. Kaufmann (Lit. 89, p. 116). Nach diesem Autor bildet die Speerserie noch das normale Hangende der Kronbergserie. Erst Gutzwiller (Lit. 62) erkannte wenigstens teilweise die tektonische Selbständigkeit der Speerzone. Insbesondere beobachtete er «antiklinale Schichtstellung» zwischen Gleiterspitz und Kuhmettler (Profil 25). Ferner betrachtete er die «roten und grauen Mergel» auf der Nordseite des Stockbergs und im Ïental als Fortsetzung der «antiklinalen» Mergel von Bilten (W der Linthebene) und als antiklinale Kernschichten. So gelangte er zur Annahme einer von Schänis aus nördlich am Speer vorbeiziehenden Antiklinale («südliche Antiklinale»), welche S von Nesslau das Thurtal überquert und dann dem N-Hang des Stockbergs entlang nach E weiterzieht (vgl. auch Gutzwillers Darstellung auf Blatt IX der Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100 000, Lit. 185). Dass die «roten Mergel» das Hangende der «grauen Mergel» (Grisigermergel) darstellen, hatte Gutzwiller noch nicht erkannt. Die Umdeutung der südlichen Antiklinale in eine Aufschiebung und damit der Speerserie in eine Schuppe erfolgte durch Ochsner (Lit. 137, p. 657) und Kessels (Lit. 92, p. 154), nachdem schon Arn. Heim (Lit. 79, p. 634) eine Speerschuppe postuliert hatte, aber darunter ein wesentlich umfangreicheres, das Gebiet der Schorhüttenbergschuppe und Teile der Zone Kronberg-Süd mitumfassendes Gebilde verstand. Der Verfasser hat 1938 (Lit. 66, p. 372) darauf hingewiesen, dass der Rupélienzug oberes Rachentobel–Weissbad (vgl. Profile 1 und 2) als östliches Äquivalent der Speerschuppe betrachtet werden kann.

a) Die Speeraufschiebung (S auf Tafel II und Profilen) und die sekundären Störungen an der Basis der Speerschuppe

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes, zwischen Kuhmettler und Thurtal, ist die Speeraufschiebung im grossen gut lokalisierbar, da hier überall die mittelsteil SSE-fallenden unteren Schichten der Speerschuppe nach N an die komplex gebaute Zone Schorhüttenberg-Süd (IV *c* auf Tafel I) entweder direkt anstossen oder in geringem Abstand sichtbar sind.

So gehört der kleine Speer (NNW des Speers, vgl. auch Fig. 16, links, s. p. 99) mit seinen 40° SSE-fallenden Kalknagelfluhen bereits zur Speerschuppe, während der nördlich anschliessende, bedeutend niedrigere Hügel aus 55—60° SSE-fallenden Schichten besteht, die sehr wahrscheinlich zur Zone Schorhüttenberg-Süd gehören. Nicht ganz leicht festzustellen ist der Verlauf der Speeraufschiebung NW des Speermürli (Gegend von Profil 21). Ich betrachte hier den von der Alphütte Bütz aus (vgl. Tafel II und S. A.-Blatt 250bis Speer) nach SW ziehenden Hügelzug von P. 1573 als Basis der Speerschuppe. Dieser

Hügel zeigt oben ein enggepresstes Sekundärgewölbe (vgl. Profil 21), während an der Nordwestseite steilgestellte und z. T. zu steilem SE-Fallen überkippte, verruschelte Rotmergel und Kalknagelfluh anstehen.

Die Speeraufschiebung dürfte sich dann wenige Meter N an der bereits erwähnten Alphütte Bütz vorbei zum Passübergang S der Brämacherhöhe hinaufziehen und sich dann ins obere Ïental hinabsenken, südlich an den Hütten von Stofel (vgl. Tafel II) und nördlich an Hürchel (vgl. Profil 20 und S. A.-Blatt 250bis Speer) vorbei. NW und N der Hügelrippe von Hürchel dürften steilgestellte, zerquetschte und von sehr starken Calcitausscheidungen durchschwärmte rote Mergel und Kalknagelfluhbänke mit allen Anzeichen starker mechanischer Beanspruchung in unmittelbarer Nähe der Aufschiebung liegen.

Weiter NE, im unteren Ïental, beweisen grosse Abrisse mittelsteil bis steil SSE-fallender, von vielen sekundären Schubflächen und Ruschelzonen durchzogener Grisigermergel, dass hier die Aufschiebung etwas nördlich des Ïenbaches anzunehmen ist. Weiter im NE ist sie dann längs anscheinend scharfem Knick (bruchartige Verstellung?) etwas nach SE zurückversetzt (vgl. Tafel II).

Östlich der Thur folgt die Speeraufschiebung zunächst dem rechten Ufer des Bächleins, welches von Lutenwil aus nach SW fliesst und dann hart südlich am Nesslauer Kirchhügel vorbei den südlichen Dorfausgang erreicht. In der Gegend von Lutenwil verhindert ausgedehnte Quartärbedeckung eine genauere Lokalisierung. Der weitere Verlauf ist aus Tafel II gut zu ersehen; die Aufschiebung zieht sich hier der Wiesenterrasse entlang, welche dem Steilabsatz der «unteren Sandsteine» (vgl. p. 115) N vorgelagert ist. Im Tobel S Rietbad gehören die nördlichsten, in unmittelbarer Nähe der Mineralquelle gelegenen Aufschlüsse bereits zur Speerschuppe; die Speeraufschiebung dürfte wenig nördlich dieser Aufschlüsse, d. h. knapp S am Rietbad selber, vorbeiziehen. Hinter dem Pfingstbodensporn (Profil 11) schwenkt sie dann entschieden nach S zurück, aber die dortigen Aufschlüsse sind zu wenig zahlreich, als dass dieses Zurückschwenken in allen Einzelheiten studiert werden könnte.

In den der Aufschiebung S benachbarten Teilen der Rupélienzone beobachtet man bemerkenswerte Zeichen ausserordentlicher tektonischer Beanspruchung, vor allem z. T. breite «Ruschelzonen», in denen die Mergel teilweise völlig zermahlen erscheinen. Auch der Zug der «unteren Sandsteine» (deren genaue stratigraphische Stellung noch unsicher ist, vgl. p. 115), ist von sekundären Schub- und Scherflächen, Verbiegungen usw. durchsetzt. Am Hang W Friesenalp, bei Profil 14 *a*, zeigen sich im oberen Teil der Rupélienserie Lagerungsstörungen, die vielleicht teilweise als Sekundärschuppung zu deuten sind. Hinter dem Pfingstbodensporn greifen die basalen Störungen sogar bis ins untere Chattien hinauf. In den Töbeln am Nordrand des Järflenwaldes und am Katzenbach kommt es dabei zu starker Phacoidbildung und lokalen Aufschiebungen in den obersten Grisigermergeln und teilweise auch in den Horwerplatten; es ist wohl kaum ein Zufall, dass sich hier, beidseits des Katzenbaches, zwei Transversalbrüche feststellen liessen, die anscheinend in den oberen Grisigermergeln beginnen und in die Untere Bunte Molasse hinaufreichen (vgl. Tafel II).

Die grössere von diesen Bruchverstellungen befindet sich ca. 400 m W des Katzenbaches zwischen zwei benachbarten, S-N-verlaufenden Tobeln. Der Bruch ist nicht direkt aufgeschlossen, aber es lässt sich konstatieren, dass die Obergrenze im östlichen Tobel um mindestens 40 m nach S zurückversetzt ist. Dagegen ist die kleinere Transversalverstellung direkt aufgeschlossen. Sie liegt etwas über 400 m E des Katzenbaches an der Obergrenze des Rupélienzuges. Man konstatiert dort in einem kleinen Bachtobel, dass die Horwerplatten auf der Ostseite des deutlich sichtbaren, steilen, ca. N 30° E streichenden Bruches eine ca. 5 m tiefere Lage einnehmen als auf der Westseite. Dies ist wahrscheinlich so zu deuten, dass längs dem Bruch der Ostflügel nach NNE vorgeschoben ist.

Die beiden eben beschriebenen tektonischen Verstellungen stehen an tektonisch durchaus analoger Stelle wie ähnliche, z. T. noch grössere Verstellungen, die Fröhlicher (Lit. 53, p. 38) von der subalpinen Molasse des Entlebuchs und Buxtorf (Lit. 35, p. 149 ff.) von der subalpinen Molasse von Horw (S Luzern) erwähnt hat. Ihre Entstehung dürfte in unserem Falle mit dem besonders hohen mechanischen Widerstand des Pfingstboden-Nagelfluhsporns in Zusammenhang stehen.

Besonders unübersichtlich sind die Lagerungsverhältnisse des Rupéliens am Ostende der Speerschuppe, d. h. zwischen Dreckloch und Gemeinenwesen (Gegend von Profil 9). Die dort aufgeschlossenen Grisigermergel sind von Calcitadern «wild» durchschwärmt und fallen bald mittelsteil, bald steil nach SE

oder E und sind zudem lokal eng gefältelt; am Ostende des Aufschlusses, unweit westlich der Kantonsgrenze (St. Gallen–Appenzell A.-Rh., vgl. auch S. A.-Blatt 237 Stockberg) liegt bei Koord. 741,9/235,1 das sog. Konglomerat von Gemeinenwesen (vgl. p. 128 und p. 130), eine Konglomerateinlagerung im obersten Teil des Rupéliens.

Wie bereits p. 114 erwähnt, kann man den Rupélienzug oberes Rachentobel–Weissbad als östliches Äquivalent der Speerschuppe betrachten. Es ist allerdings zu betonen, dass diese Zone, wenigstens W der Sitter, nicht den Charakter einer eigentlichen Schuppe besitzt, sondern (abgesehen vom Westzipfel im obersten westlichen Eugsttobel, vgl. Profil 3) als stark gestörte, offene Antiklinale mit steiler Kernstörung und nördlicher Randschubfläche zu bezeichnen ist (vgl. auch Profil 2). Folgende Einzelheiten seien kurz erwähnt:

Zweifellose, stark gequälte, von dünnen, sehr harten Kalksandsteinbänkchen durchsetzte, annähernd senkrecht aufgerichtete Grisigermergel sind (von W her kommend) erstmals im obersten westlichen Eugsttobel bei ca. 1140 m Meereshöhe (vgl. S. A.-Blatt 238 Schwende, Tafel II und Profil 3) aufgeschlossen. Weit ausgedehntere Aufschlüsse von Grisigermergeln (an einer Stelle [vgl. Tafel II] mit *Cardien* und weiteren, unbestimmbaren brackischen *Bivalven*) finden sich in den oberen Verzweigungen des Rachentobels (Gegend zwischen Profil 2 und Profil 2*a*). Die Grisigermergel stossen hier längs scharfer Schubfläche an die nördlich anschliessenden chattischen Schichten, und zwar derart, dass sie gegen E zu immer höhere (d. h. nördlichere) Kalknagelfluhbänke seitlich abschneiden. Wesentlich ist die Beobachtung, dass sowohl im Rachentobel wie SW Weissbad (Profil 1) ein nordwestlicher Streifen steil NW- oder WNW-fallender Grisigermergel entwickelt ist, in welchem normale, nicht überkippte Schichtlagerung vorliegt. Den Beweis für die nicht überkippte Lagerung lieferten Wellenfurchen, welche an einer Stelle im oberen Rachentobel sichtbar sind.

b) Tektonische Verhältnisse im Innern der Speerschuppe

Im zentralen Speerquerschnitt wurde unter der Wirkung des alpinen Schubes und des mechanischen Widerstandes des Hörnli-Nagelfluhfächers die Speernagelfluhzone auf allmählich immer geringere Querprofilbreite zusammengestaut und dabei in die beiden Hauptschuppen, Speerschuppe und Schorhüttenbergschuppe, zerlegt. Eine letzte Schubphase führte dann nachträglich zu einer weiteren Zusammenstauung. So erklärt sich das steile (um 60°) SSE-Fallen, das nicht nur im Innern des westlichen und mittleren Teils der Schorhüttenbergschuppe, sondern auch in den südlich anschliessenden Teilen der Speerschuppe herrscht. Im Speerquerschnitt hat sich nur in den orographisch höchsten und nördlichsten Schichten der Speerschuppe ein lediglich mittelsteiles SSE-Fallen erhalten (vgl. Profile 19—27).

Östlich des Speermürliquerschnittes (zwischen Profilen 20 und 21) vollzieht sich eine wesentliche Lagerungsänderung, die nicht nur in den Querprofilen, sondern auch im Grundriss (vgl. Tafel IV) zum Ausdruck kommt. Die annähernd 60° SSE-fallenden Schichten fallen allmählich nur noch mittelsteil (um 40°) nach SSE ein; zugleich biegt das Streichen in N 45°—48° E um. Erst östlich des Blässkopfes (Profil 18) schwenkt das Streichen wieder etwa in die alte Richtung, N 60°—65° E, ein. In diesem Querprofil ist das Fallen auf ca. 35° SSE gesunken. Von hier an ostwärts sind Streichen und Fallen annähernd konstant; erst am NW-Hang des Stockbergs ändert sich die Streichrichtung wieder ziemlich plötzlich, diesmal in N 75°—80° E, und zwar ohne dass das SSE-Fallen wieder zunehmen würde.

Die eben erwähnten Lagerungsverhältnisse kommen auf Tafel III und auf den Profilen sehr deutlich zum Ausdruck. Insbesondere zeigt Tafel III, wie zwischen der Masse der Speernagelfuhen im W und dem aquitanen Nagelfluhzentrum der Kronbergzone, d. h. dem Pfingstbodengebiet (Profile 10—12) der vom Blässkopf bis zum Stockberg reichende Teil der Speerschuppe in einen «widerstandsfreieren» Raum nach NNW hin bogenförmig vorgestossen ist. Dieser Vorgang wurde offenbar erleichtert durch die plastische, duktile Grisigermergelunterlage, die sich ihrerseits hier ebenfalls am mächtigsten emporschieben und entfalten konnte. Dabei müssen innerhalb der Grisigermergel bedeutende Differentialbewegungen stattgefunden haben, wie z. B. auf Fig. 27 zu sehen ist.

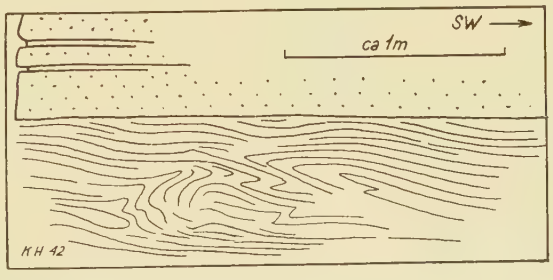


Fig. 27. Differentialbewegung, verbunden mit Fältelung, in den obersten Grisigermergeln am Stockberg NE Lutenwil

Auf der östlichen Seite der «Pfingstboden-Türangel» verliert die Speerschuppe zugleich mit der starren Nagelfluhdecke auch ihren selbständigen tektonischen

Charakter; d. h. sie wird zu einem schmalen Randelement, dessen Streichen weitgehend demjenigen des Alpenrandes angepasst ist. Schliesslich schwenkt in der Gegend von Wideralp (vgl. Tafel II, westlich Profil 9) die noch übriggebliebene, unterste Chattienserie in scharfem Bogen in steiles (70°) West- und weiterhin in WNW-Fallen um. Dies ist das östliche Ende des zusammenhängenden Chattienzuges der Speerschuppe. Wir können diese Umbiegung als steil axial nach SW eintauchende Synklinale auffassen und erblicken in ihr ein verkleinertes Analogon zu der bekannten Spitzbergumbiegung im Wäggital.

W und N Weissbad (Profil 1) dringt die Rupélienzone des oberen Rachentobels, d. h. das östliche Äquivalent der Speerschuppe, rasch nach N vor und schneidet dabei die Kronbergzone s. str. vollständig ab. Beim Betrachten von Tafel II und Tafel I drängt sich vielleicht der Gedanke auf, dass dieses Aufhören der Kronbergzone s. str. nicht unbedingt auf alte Erosion zurückgeführt werden muss; ich halte es für wahrscheinlicher, dass die Begrenzungsfläche zur Hauptsache in dem Kräftespiel von lokalem Schub und Widerstand ihren Ursprung hat und rein tektonischen Charakters ist; auf jeden Fall ist es bezeichnend, dass die Kronbergzone s. str. an jener Stelle schon sehr stark reduziert ist, d. h. dass sie dort mechanisch nicht mehr überaus widerstandsfähig war.

Zum inneren Aufbau des östlichen Äquivalentes der Speerschuppe bei Weissbad ist ergänzend zu bemerken, dass die Untere Bunte Molasse der Hirschbergteilschuppe (vgl. Lit. 154, p. 374) nach S hin offenbar noch am linken Ufer des untersten Brülisauerbaches in reduzierter Entwicklung vorhanden ist; denn zu Eschers Zeiten (Lit. 48, p. 58) waren an jenem Bach unweit oberhalb seiner Mündung an einer Stelle bunte Molassemergel zu sehen.

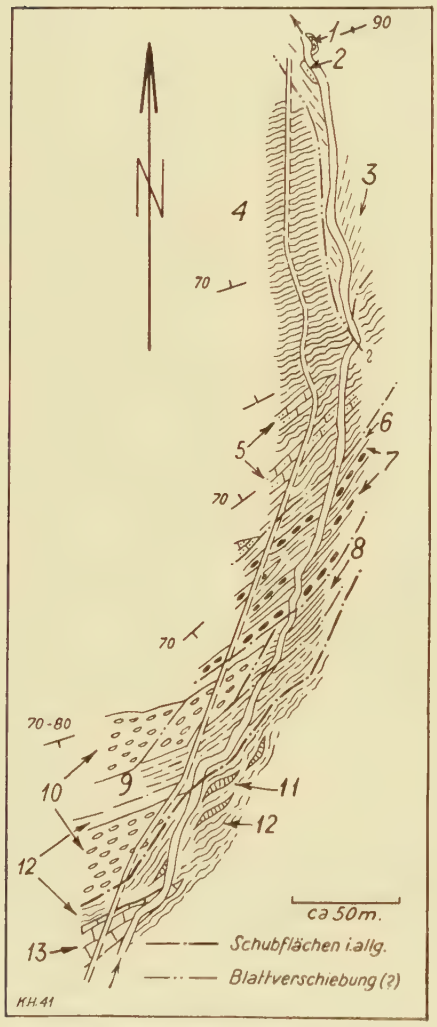


Fig. 28. Das Sulzbachprofil (Grundriss-Skizze, halbschematisch). Erklärung der Zahlen vgl. Text

c) Der Molasse-Alpen-Kontakt

Gute Direktaufschlüsse am Alpenrand sind — wie schon aus den Aufnahmen früherer Autoren hervorgeht (vor allem Alb. Heim, Lit. 74, und Arn. Heim, Lit. 76 und 79) — im Gebiet zwischen Speer und Sitter sehr spärlich. Trotzdem lässt sich der Verlauf des Molasse-Alpen-Kontaktes ziemlich genau bestimmen.

Auch am Fusse der Nordwand des Säntisgebirges, wo ausgedehnte Schutthalden einen direkten Einblick in die Kontaktzone meist völlig verhindern, betrifft die dadurch geschaffene Unsicherheit einen im Querprofil maximal vielleicht 200 m breiten Streifen. Am Verlauf des Alpenrandes interessieren vor allem die merkwürdigen lokalen Ausbuchtungen, von denen die Nordausbiegung im Goggeiengebiet und der östlich anschliessende Steiner Molassesporn die auffälligsten sind. Die bisher übliche Erklärung, dass der Alpenrand des Untersuchungsgebietes sich an eine alte Landoberfläche angelehnt habe, halte ich für unhaltbar. Als Ursache der genannten Ausbuchtungen des Alpenrandes kommt — ähnlich wie es zuerst von Buxtorf (Lit. 30, p. 18) für das Vierwaldstätterseegebiet angenommen hatte — tektonische Ausschürfung in Frage, welche vielleicht indirekt durch präexistente morphologische Formen lokal begünstigt wurde.

Von den einzelnen Alpenrandaufschlüssen ist der von Arn. Heim (Lit. 79, p. 28) erwähnte vom Sulzbach, eines südlichen Nebenbaches der Weissthur (vgl. Profil 17), einer der instruktivsten und schönsten, enthüllt er doch eine derart intensive tektonische Wechsellagerung und stellenweise eine eigentliche Vermischung von Flysch mit Molasse, wie sie bisher nur von Haus (Lit. 73, p. 7) aus dem oberen Emmental bekanntgemacht worden ist. Zugleich sind — was im Grundriss (Fig. 28) gut zum Ausdruck kommt — die Schichten dieses Schürfpaketes seitlich an der nach N vordrängenden Masse des Goggeien geschleppt.

Das Profil beginnt im N bei ca. 995 m im Bachbett des Sulzbaches und reicht über 350 m weit nach S (vgl. auch Tafel I und S. A.-Blatt 250bis Speer). Von N nach S notieren wir (Numerierung vgl. Fig. 28):

1. ca. 8 m	Graugelbe Mergelsandsteinbänke mit Kalkkonkretionen, graublau-grünliche Molassemergel, dünne Bänke von Speernagelfluh, überlagert von gleichem Molassemergel, senkrecht fallend.
2.	Sehr stark verschieferte, graublau-grünliche Molassemergel mit kleinen Phacoiden von graubraunen, kieseligen und dunklen dichten Flyschkalken, glaukonitischen Flyschsandsteinen und Ölquarziten, 50—60° S-fallend.
3.	Gelb-blaugraue, stark zerscherte Molassemergel, anscheinend flach S-fallend. Gegen S hin auf oft steil SSE-fallenden gebogenen Scherflächen von Calcitadern durchschwärmt, die bis >10 cm breit sein können. Grenzen mit mittelsteil SSE-fallender Schubfläche an 4.
4.	Dunkelgraue Flyschmergelschiefer mit phacoidartigen Kieselkalkeinlagerungen, steil N-fallend. Massenhafte Calcitausscheidungen.
5.	Im Flyschschiefer eingelagerte grobkörnige, steil N-fallende, Pflanzenhäcksel und Kohle, zum Teil kleine Gerölle führende Molasse-Kalksandsteinbänke.
6. längs scharfer Schubfläche	Steil SSE-fallende rote Molassemergel (Typus Molasse Rouge) mit graugrünen Mergelsandsteinbänkchen.
7. in 6 anscheinend stratigraphisch eingelagert	Drei bis vier bis 3 m mächtige Bänke zum Teil grobgerölliger Sulzbachnagelfluh mit Geröllen von bis über 90 cm maximaler Dimension und eigenartigem Geröllinhalt (siehe p. 128). Steil SSE-fallend.
8. maximal ca. 15 m	Wahrscheinlich als Grisigermergel zu bezeichnende graue tonige Schiefermergel, zwischen Schubflächen eingeklemmt.
9.	Steil SE-fallende, grünlich-gelbgraue Molassemergel mit Mergelsandsteineinlagerungen, oft bis zur Unkenntlichkeit zerquetscht.
10.	Zwei steil SSE-fallende Kalknagelfluhbänke vom Speertypus, die südliche in Flyschschiefer eingebettet, beide Bänke im Osten tektonisch abgeschnitten.
11. am Bachufer	Flyschschiefer mit Phacoiden von Molassemergel und Mergelsandstein von bis zu über 1 m Länge.
12.	Steil SSE-fallende Flyschschiefer mit Bänken von grauem, dichtem Flyschkalk.
13.	Steil SSE-fallender, feinkörniger bis dichter, grauer Flyschkalk mit schwarzen Flecken.

Die nächsten guten Kontaktaufschlüsse finden wir erst wieder am mittleren Dietzisbach und am Riesepass südöstlich des Stockberggipfels. Der Bach von Muggenboden NNE Stein (vgl. S. A.-Blatt 237 Stockberg) liegt ausschliesslich im Flyschschiefer; der Kontakt folgt erst weiter westlich am Dietzisbach. Hier stossen auf ca. 1220 m (E Oberstafelalp) rote, kalkkonkretionenführende Molassemergel an Flyschmergel längs steil S-fallender Grenze und unter intensiver Calcitausscheidung. Etwas weiter bachaufwärts ist auch das Liegende der roten Mergel, flach südfallende, stark geklüftete Stockbergnagelfluh mit fast horizontalen Rutschstreifen auf der Schichtfläche, sichtbar; auf ca. 1250 m sind im steil S-fallenden Rotmergel im Bachbett einzelne Nagelfluhblöcke tektonisch eingebettet. Grössere Ausdehnung erreichen die Schürfmassen am Riesepass selbst. Die Schürfzone ist hier bei maximal über 100 m Breite im wesentlichen aus folgenden Elementen aufgebaut (von N nach S):

1. Steil SSE-fallende, rote und grünliche Chattienmergel, die im Norden an der ca. 30° S-fallenden Stockbergnagelfluh abstossen.
2. Grünlich-violettrot gefleckte Molassemergel mit Kalksandstein- und Nagelfluheinlagerungen vom Typus der halbbunten bis bunten, ausschliesslich metamorphe Kristallingerölle führenden Nagelfluh, steil SSE-fallend bis senkrecht.
3. Grünlichgrauer Mergelsandstein und Kalksandstein, uneben spaltend.
4. Schmutziggraue, schieferige, glimmerige Mergel mit dünnen, Pflanzenhäcksel führenden Kalksandsteinplättchen (sehr fragliche Horwerschichten), nach S hin längs steil S-fallender oder senkrechter Schubfläche an ebenfalls senkrechte oder steil S-fallende Flyschmergel stossend.

Der in der Literatur am öftesten, zuletzt von Renz (Lit. 140, p. 170) und Schlatter (Lit. 156, p. 64) beschriebene Kontakt liegt im kleinen Bachtobel SW Dunkelberndli (Profil 5 *a*). Ich habe dasselbe nochmals im Detail aufgenommen (Fig. 29). Von oben nach unten notiert man:

1. Schrattenkalk, unten mit Rutschstreifen in Fallrichtung. A = Aufschiebung.
A-A = Aufschiebung.
2. Zerquetschter, schwarzer Schiefer, nach Schlatter zerquetschter Seewerkalk, vielleicht Kreideflysch.
B-B = Aufschiebung.
3. Dito, mit Phacoiden von Molassekalksandstein.
C-C = Aufschiebung.

4. Grisigermergelähnliche Mergel, mit Phacoiden von horwersandsteinähnlichem, zum Teil kreuzgeschichtetem und kohlig gebändertem, mit Salzsäure wenig brausendem Molassesandstein.
5. Zwei stark verschieferte Rotmergelbänder, dazwischen 0—40 cm schwärzliche und graue Mergel.
6. Kalksandstein in Wechsellagerung mit flyschgeröllreicher, Gneisgerölle führender Kalknagelfluh; stark zerschert.
7. 0—40 cm Rotmergel.
8. Vielfach ausgequetschte Nagelfluh-Kalksandsteinbank und grünlichgrauer Kalksandstein mit «Jahresschichtung».
9. Grünlichgraue und rote, meist stark zerscherte Mergel mit Kalknagelfluhphacoid.

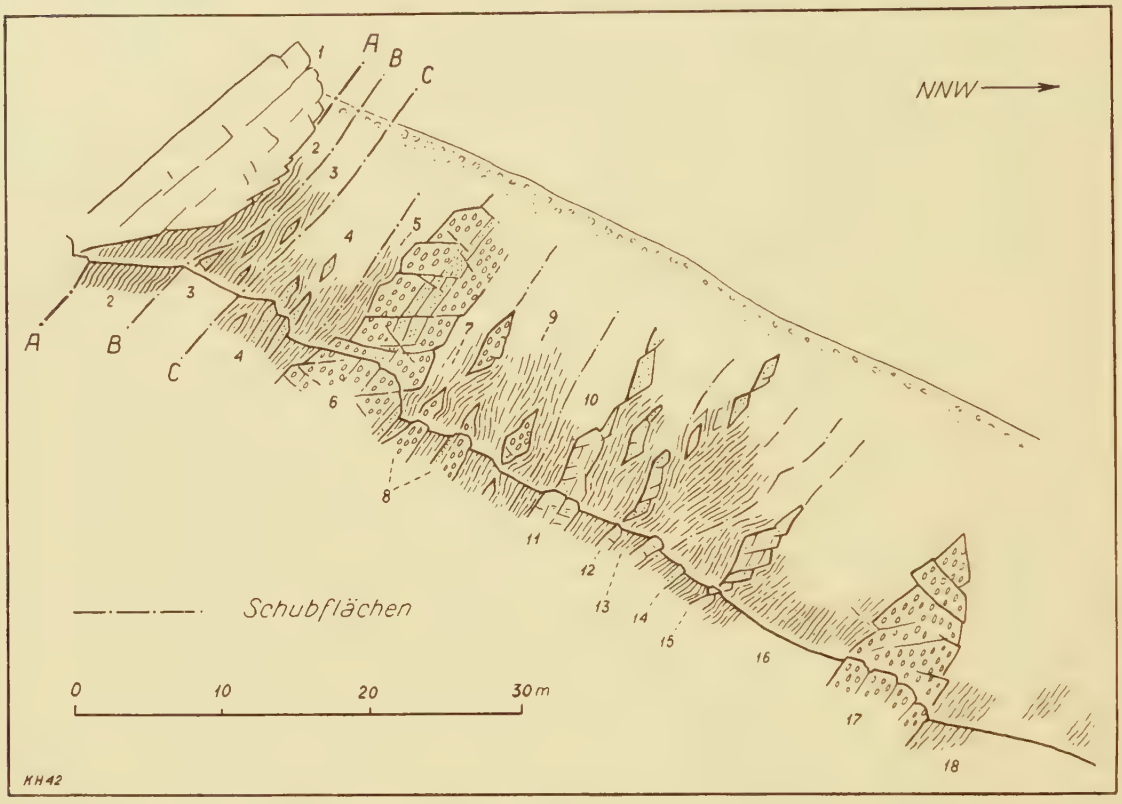


Fig. 29. Das Profil beim Dunkelberndli. Erklärung der Bezeichnungen und Zahlen im Text

10. Graugrünliche Mergel mit besonders stark zerscherten und zerquetschten Rotmergelbändern.
11. und 12. Tektonisch stark zerrissene, sich in Phacoide auflösende Kalksandsteinbänke.
13. Musartig zerriebene Rotmergel, graugrünliche und bituminöse, zerscherte Mergel (keine Grisigermergel wie nach Lit. 140!). Lokale Aufschiebung.
14. Weniger zerscherte grünliche Mergel und Mergelsandsteine.
15. Ausgequetschter und im Streichen auf 30—40° abgedrehter Kalksandstein, darunter bituminöse und rötliche Mergel mit Kalksandstein- und Mergelsandstein-Phacoiden.
16. Weniger zerscherte, graugrünliche Mergel.
17. Nach oben ausgequetschte Kalknagelfluhbank.
18. Vorwiegend blaugrünlich-gelbliche, zum Teil rotgefleckte und stark zerscherte Mergel.

Das Berndliprofil erschliesst somit eine ausgedehnte stampische Schürfmasse, deren völlig aus dem einstigen normalstratigraphischen Verband herausgerissene Teilelemente jedoch recht konform (vgl. Fig. 29) mit durchschnittlich ca. 55° alpenwärts einfallen. Schlüsse auf das allgemeine Einfallen der Kontaktfläche lassen sich daraus natürlich nicht ohne weiteres ableiten. Wenn wir aber berücksichtigen, dass letztere weiter westlich im Riesepassgebiet und auch weiter östlich im Eugsttobel-Rachentobel-Gebiet anscheinend steil bis sehr steil nach SSE einfällt, so dürfte auch für den zentralen Sektor ein mittelsteiles, nicht aber ein flaches SSE-Fallen anzunehmen sein. Auf jeden Fall lässt sich ein derart flaches Einfallen der Kontaktfläche, wie es Schlatter (Lit. 156) annimmt, aus dem Berndliprofil allein nicht herauslesen.

Die tektonische Trennung zwischen Alpen und Molasse ist auch in meinem Untersuchungsgebiet sehr tiefgreifend. Die Alpenrandschubfläche ist viel bedeutender als die «internen» Schubflächen der subalpinen Molasse. Dem Alpenrand sind nirgends steil NNW-fallende oder zu steilem SSE-Fallen überkippte Molasseserien vorgeschaltet. Es fehlen somit Anzeichen, dass die Alpenrandschubfläche aus einem ursprünglichen Antiklinalscheitelbruch hervorgegangen ist, dies im Gegensatz zu vielen «internen» Schubflächen der subalpinen Molasse. Am Alpenrand schalten sich an den meisten Orten, wo sich Aufschlüsse finden, zwischen die alpine Randzone und die Molasse verschürfte, teilweise sogar mit alpinen Gesteinen (Flysch) tektonisch wechsellagernde Molassepakete von generell mittelsteil bis steil SSE-fallender Lagerung ein. Keiner der alpinen Querbrüche, ausser vielleicht der grösste, der Sax-Schwendi-Bruch, setzt sich deutlich in die Molasse hinaus fort. Abgesehen von den eben genannten Schürfmassen und z. T. noch den nördlich benachbarten Teilen der subalpinen Molasse ist die Lokaltektonik der subalpinen Molasse von der Lokaltektonik der südlich benachbarten alpinen Zonen in mancher Beziehung unabhängig. Bei der Erklärung dieser relativen Unabhängigkeit sollte die vermutliche Genese der Alpenrand-Schubfläche auch mit in Betracht gezogen werden. An dieser Fläche dürfte nämlich die tektonische Bewegung viel früher begonnen haben als an den nördlicher liegenden, «internen» tektonischen Flächen der subalpinen Molasse (vgl. auch p. 141).

D. Gesteinsbeschreibung

1. Nagelfluhtypen

Für die Speerzone s. l. sind folgende Nagelfluhtypen charakteristisch:

a) Praktisch kristallingeröllfreie Kalknagelfluhen;

b) Kalknagelfluhen mit einzelnen, vorwiegend metamorphen kristallinen Geröllen;

c) Kalknagelfluhen mit einzelnen, lokal häufigeren, sowohl nichtmetamorphen als metamorphen kristallinen Geröllen;

d) «halbbunte» bis bunte Nagelfluhen, letztere mit bis ca. 20 %, und zwar ausschliesslich metamorphen kristallinen Geröllen;

e) flyschgeröllreiche, z. T. auch Kristallingerölle führende Lokalnagelfluhen des Alpenrandes (Sulzbach WSW Stein, Riesepass NNE Stein).

Die charakteristischen Geröllkombinationen sind im wesentlichen aus den beigefügten Nagelfluhzählungen ersichtlich (Tabelle 2 am Schlusse der Arbeit, p. 155).

a) Praktisch kristallingeröllfreie Kalknagelfluhen

(vgl. Zählungen 14—15 und 20—23, Tabelle 2, p. 155)

Dieser Typ herrscht in allen drei Schuppen der Speerzone s. l. vor. Während sie in der Schorhüttenberg- und in der Kräzerlischuppe graublaues-gelbliches, kalkig-sandiges bis kleinkonglomeratisches Bindemittel aufweisen, sind die Nagelfluhen der Speerschuppe durch rotes, kalkig-tonig-feinkonglomeratisches Bindemittel ausgezeichnet (ausser einigen wenig mächtigen Nagelfluheinlagerungen in der Unteren Bunten Molasse, die ebenfalls noch graues Bindemittel besitzen). Der Geröllbestand ist etwa derselbe wie in den Wintersbergnagelfluhen der Kronbergzone (vgl. p. 60). Zu betonen ist der hohe Gehalt an Flyschgeröllen. Ebenso wie dort sind beträchtliche lokale Schwankungen zu konstatieren, die besonders im gegenseitigen Verhältnis der verschiedenen Flyschgeröllarten, der Triasdolomite und der Jurakalke («Klippentithonkalke») zum Ausdruck kommen.

b) Kalknagelfluhen mit einzelnen, vorwiegend metamorphen kristallinen Geröllen

(vgl. Zählung 19, Tabelle 2, p. 155)

Diese Nagelfluhen finden sich in den Speerschichten und in den unteren Ebnaterschichten aller drei Schuppen. Bei den kristallinen Geröllen handelt es sich um helle oder grünliche und dunkle, oft

felsitische Serizit-Chloritgneise und Gneisquarzite sowie vereinzelte Quarzporphyre und Gangquarze. Die kristallinen Gerölle sind jedoch kaum je so zahlreich, dass sie in den Nagelfluhzählungen prozentual zu erfassen wären.

c) Kalknagelfluhen mit einzelnen, lokal häufigeren, nichtmetamorphen und metamorphen kristallinen Geröllen

Dieser Nagelfluhtyp kommt vor allem in den oberen Speerschichten und in den Ebnaterschichten der Speerschuppe vor. In den meisten Fällen sind die kristallinen Gerölle so selten, dass sie in einer Nagelfluhzählung gar nicht zum Ausdruck gelangen könnten; nur in den Ebnaterschichten, besonders im Flybachgebiet (SW ausserhalb des Untersuchungsgebietes), werden sie etwas häufiger, dürften jedoch 10 % aller Gerölle nie erreichen (vgl. auch Arn. Heim, Lit. 79, p. 32).

Im Geröllbestand dieser Nagelfluhen, die sich im übrigen von den Kalknagelfluhen vom Typ *a* nicht unterscheiden, fallen besonders auf: Fein- bis mittelkörnige Biotitgranite mit hellroten Feldspatleisten und oft deutlicher Kataklase; weissliche, durch Zersetzung des Biotites z. T. auch verfärbte, biotitreiche Flaser- und Augengneise; violett verfärbter, z. T. auch grünlicher Quarzporphyr von ähnlichem Aussehen wie die bekannten Quarzporphyre der Sommersbergnagelfluh (Gäbriszone s. l.) und diejenigen der Kronbergzone s. str.; Quarzporphyre (violett verfärbt) mit vielen mehr rundlichen Feldspäten und weniger Quarzen; schliesslich seltenere, schlecht bestimmbare basische Eruptiva wohl grösstenteils diabasischer Natur.

d) «Halbbunte» bis bunte Nagelfluhen mit metamorphen Kristallingeröllen

(vgl. Zählungen 17 und 18, Tabelle 2, p. 155, sowie Tabelle 5, p. 157)

Diese Nagelfluhen sind, wie bereits früher erwähnt, für das Rupélien und das unterste Chattien der Speerschuppe charakteristisch. Ähnliche Nagelfluhen, mit allerdings weniger häufigen kristallinen Geröllen, finden sich jedoch auch im untersten Chattien der Schorhüttenberg- und der Kräzerlischuppe. Besonders im Stockberggebiet besitzen diese Konglomerate einen speziellen lithologischen Habitus (sog. Rinnennagelfluhen). Das Bindemittel ist stets grau.

Der Gehalt an kristallinen Geröllen beträgt bis über 15 %. Darunter fallen vor allem auf: felsitische, weisslich graue, grünliche und schwärzlich-grünliche Serizit-Chloritgneise, mitunter reich an Biotit; durch reichliche Quarzaufnahme gehen sie in Gneisquarzite über. Seltener sind grünliche Quarzporphyre mit leistenförmigen Feldspäten und graue Gneisgranite mit meist deutlicher Kataklase.

Auch der Sedimentgeröllbestand ist bemerkenswert. Auffallend häufig sind darin teilweise sandige Nummuliten-Lithothamnien-Discocyclinen-Kalke (vgl. auch p. 129). Dies gilt nicht nur für das östlichste Vorkommen innerhalb der Speerschuppe (Nagelfluh von Gemeinenwesen), sondern für alle Vorkommnisse. Triasdolomite treten auffällig zurück.

e) Flyschgeröllreiche, z. T. auch Kristallingerölle führende Lokalnagelfluhen des Alpenrandes

Innerhalb des Untersuchungsgebietes wurden diese Nagelfluhen an zwei Stellen gefunden: Am Sulzbach (vgl. Profil 17 und Fig. 28, p. 124 und Profil p. 125) und am Riesepass (vgl. Profil 13 *a*).

Die Sulzbachnagelfluh zeichnet sich schon durch ihr eigenartiges, teilweise «grünsandiges» Bindemittel aus. Es handelt sich dabei um einen festen, z. T. stark chloritischen Sandstein, dessen Schwereminералgehalt durch seinen ausserordentlich hohen Zoisitreichtum auffällt, wogegen der Granat sozusagen fehlt; dies dürfte damit in Zusammenhang stehen, dass dieser Sandstein aus dem Zerfall benachbarter basischer Eruptivgerölle oder Blöcke hervorgegangen ist (vgl. auch Tabellen 10 und 11, p. 162—163, Probe 27).

Unter den Geröllen dürften die Flyschgesteine (kieselige, gelbbraune bis graubraune, oft glaukonitische Kalke, Ölquarzite, dunkelbraune sandige und splitterige dichte Kalke, schwarze dichte Kalke, sandig-brecciöse Nummulitenkalke) 70—80 % ausmachen; die übrigen 20—30 % sind fast ausschliesslich kristalline Gerölle. Unter den letzteren fallen besonders auf: rote, häufig kataklastische Granite, dann verschiedene Varietäten von weisslichgrauen Graniten, worunter ein plagioklasreicher Biotitgranit mit Serizitschüppchen; rötliche, muskowitreiche Pegmatite, wie sie sonst in der subalpinen Molasse des Unter-

suchungsgebietes nirgends vorkommen; rotviolette Quarzporphyre, z. T. von gleichem Aussehen wie in der Sommersbergzone (Gäbriszone s. l.) und in der Kronbergzone s. str.; Diabasporphyrite; ferner sehr viele violett-grünliche Flasergneise, häufig ziemlich kataklastisch. Alles in allem erinnert der Bestand an kristallinen Geröllen stark an denjenigen der oben genannten Nagelfluhen vom Typ *c*.

Im übrigen interessiert die Sulzbachnagelfluh hauptsächlich durch ihre oft ausserordentlich grossen Gerölle, wodurch stellenweise eine Art Riesenkonglomerat entsteht. Bei den — meist ausgesprochen schlecht gerundeten — Flyschgeröllen finden sich sehr häufig solche von über 30 cm Länge; das grösste, ein glaukonitischer Flyschkalk, ist etwa 110 cm lang. Auch bei den kristallinen, meist viel besser gerundeten Geröllen finden sich solche von bis 90 cm maximaler Länge.

Als Einzugsgebiet des Sulzbachkonglomerates dürfte, der beschriebenen speziellen Geröllzusammensetzung wegen, nur das unmittelbare Flyschhinterland in Betracht fallen.

Die Nagelfluh des Riesepass-Schürflings (vgl. auch Tafel II und Profil 13 *a*) ist eine «gewöhnliche», kleingeröllige, bunte Nagelfluh mit metamorphen Kristallingeröllen, ähnlich der Nagelfluh vom Typ *d*. Sie zeichnet sich durch Führung von grauen Gangquarzen aus.

2. Gerölle

Im folgenden werden nur einige bemerkenswerte, in früheren Arbeiten nicht oder kaum erwähnte Geröllarten beschrieben. Im übrigen sei auf die Zählungen (Tabellen 2, 5 und 6, p. 155 und 157) und auf die Beschreibung identischer Geröllarten der Kronbergzone (p. 64 ff.) verwiesen.

1. Nummulitenkalk.

Fundort: Speerbasis am Schäniserberg (unterstes Chattien).

Tiefockergelbes, rauhsandig anwitterndes, rötlich infiltriertes Gerölle. Nach Leupold (persönliche Mitteilung) basales Lutétien, oberste 4 m der Einsiedlerriffe, nördliche Fazies (Ottenfels). Mit *Assilina granulosa var. major* Arn. Heim und *N. obesus*.

2. Nummulitenkalk.

Fundort: Sulzbachnagelfluh (Chattien).

Graugrünliches, echinodermenspätiges, grobsplitterig-uneben brechendes Gestein. Nach Leupold (persönliche Mitteilung) unterstes Yprésien (unterster Teil eines Einsiedlerriffes, nördliche Fazies = Ottenfels). Schon Gutzwiller (Lit. 62, p. 11) zitiert vom Sulzbach einen «graulich-grünen» Nummulitenkalk mit *Numm. Ramondi* Defr., *Numm. distans* Dh. und *Numm. striata* Defr.

3. Nummuliten-Lithothamnienkalk.

Fundort: Hakensteinbruch bei Nesslau, Tobel S Rietbad, überhaupt häufig an der Rupélien-Chattien-Grenze der Speerbasis; ferner im untersten Chattien der Schorhüttenbergschuppe.

Graubraunes, «schrattenkalkähnliches», grau anwitterndes Gestein, unregelmässig-splittrig brechend. Nach Leupold (persönliche Mitteilung) basales Lutétien (oberster Teil eines Einsiedlerriffes) mit *Numm. gallensis* A-Form und *Ass. spira*. — Ähnlich auch im Gruontalkonglomerat.

4. Nummuliten-Lithothamnien-Discocyclinenkalk.

Fundort: Bei Ober Hochwald (Schorhüttenberg), unterstes Chattien.

Gelblich-weiss, hellgrau-braun anwitternd, sehr ähnlich den kalkigen Typen von Gemeinenwesen (vgl. p. 130); spätig, im Querbruch eben. Nach Leupold (pers. Mitt.) sicheres Tertiär, wahrscheinlich Paläocän vom Typus Einsiedeln. Enthält *Numm. sp.*, *Globorotalien*, *Lithothamnien-* und *Discocyclinen*-Bruchstücke, *Miscellanea miscella*, *Rotaliden* und *Nonionina sp.* Häufig ist auch die ährenförmige Kalkalge *Distichoplax biserialis* (Dietrich).

5. Nummuliten-Lithothamnien-Discocyclinenkalk.

Fundort: Steintal-Ostseite, unterstes Chattien.

Gelbliches, gelb anwitterndes, uneben brechendes Gestein, verwandt mit Typus Gemeinenwesen, aber weniger klastisch. Mit *Numm. sp.* — Gleicht Typ 4 Sommersberg (Früh, Lit. 56).

6. Nummuliten-Discocyclinen-Echinodermenkalk.

Fundort: Basale Kräzerlischuppe 150 m NW Kräzerli, unterstes Chattien.

Gelblich-grünlicher Kalk mit unebenem Bruch. Sicheres Alttertiär (einzelne kleine *Nummuliten*). — Verwandt mit Gemeinenwesen, aber nicht klastisch.

7. Lithothamnien-Discocyclinen-Echinodermenkalk.

Fundort: Strick (ev. noch Aquitan der Kronbergzone).

Gelblicher, gelb anwitternder Kalk mit unebenem Bruch. Sicheres Altertiär, verwandt mit Typus Gemeinenwesen, aber weniger klastisch. — Sehr ähnlich ist ein als Typ Nr. 4 vom Sommersberg bezeichnetes Geröll von Früh (Sammlung E. T. H.), ein gelblicher, sehr lithothamnienreicher Kalk mit *Discocyclinen* und einzelnen, meist zwischen 0,3 und 0,4 mm grossen Glaukonitkörnern, ohne deutliche klastische Beimengung und ausgesprochen splittrigem Bruch, das als «ächter Äbiskrauter» angeschrieben ist [1]).

8. Lithothamnien-Discocyclinenkalk.

Fundort: Gemeinenwesen, Rupélien. Sehr häufig.

Hellgrauer bis weisslicher, mehr oder weniger klastischer Kalk. Unter den klastischen Beimengungen fehlen kleine gelbe Dolomitchen nie. Voll von *Lithothamnien* und *Discocyclinen* (letztere sowohl in ganzen Exemplaren als in Bruchstücken). Häufig ist auch die kleine Kalkalge *Distichoplax biserialis* (Dietrich), die sich durch ährenförmige Anordnung der Zellen auszeichnet. (Freundl. Mitteilung von M. Reichel.) Ferner enthält das Gestein *Miscellanea miscella*, grosse *Operculinen*, *Milioliden* und *Echinoderm*entrümmer. M. Reichel (Lit. 140, p. 170) fand darin ausserdem eine neue Alveolinensubspezies, *Alveolina primaeva ludwigi* n. subsp. Nach Leupold (pers. Mitt.) sind diese Gerölle Paläocän, am ehesten vom Typus Einsiedeln.

9. Lithothamnien-Discocyclinen-Sandstein.

Fundort: Gemeinenwesen.

Weisslich-grünlich gestreifter, unregelmässig-splittrig brechender Kalk. Nach Leupold (persönliche Mitteilung) Paläocän; ähnlich wie im Gruontalkonglomerat. Steht mit den Lithothamnien-Discocyclinenkalken jedenfalls in enger Beziehung.

10. Sandiger Discocyclinenkalk.

Fundort: Ober Hochalp (Schorhüttenberg), unterstes Chattien.

Hell-grünlichgrauer, hellgrau anwitternder Kalk. Auf der Anwitterungsfläche deutliche «Jahresschichtung» erkennbar, durch Einschaltung dunklerer, feinklastischer Bänder von bis über 1 mm Breite im Abstand von 3 mm bis über 1 cm; spätig, im Querbruch uneben. *Milioliden* und *Discocyclinen*. Ähnlich Geröllen von Gemeinenwesen und Typ Nr. 4 (Früh, Lit. 56).

11. Milioliden-Sandstein.

Fundort: Grossgarten bei Schwägalp (unterste Ebnaterschichten, Chattien).

Hellgraues, hellbräunlich anwitterndes, stark glaukonitisches Gestein, ganz zuinnerst blaugrau. Unregelmässig-splittrig brechend. Viel *Milioliden*. Nach Leupold (persönliche Mitteilung) sicheres Tertiär, ähnlich wie Gemeinenwesen. — Entspricht vielleicht den dem Lédien zuzuweisenden «Quarziten» des Spirstockgipfels, der Stockfluh usw.

12. Sandstein.

Fundort: nördlich Kräzerli, Basis der Kräzerlischuppe (unteres Chattien).

Hellgrau-grünlicher, splittriger Kalk. Tertiär? — Unterscheidet sich von Nr. 9 durch das Zurücktreten der Fossilreste. Neben Quarz fällt vor allem der häufige Glaukonit auf (gewöhnlich 0,1 mm gross). — Leitet zum Typ der «gewöhnlichen» glaukonitischen Flyschsandsteine über.

13. Kalksandstein.

Fundort: 150 m nördlich Kräzerli (Basis der Kräzerlischuppe, unteres Chattien).

Graublaues, gelbbraun anwitterndes, uneben, etwas splittrig brechendes Gestein, Flysch (feine Mocausa?), mit grossen *Bryozoen*, viel schwarzen und wenig roten Hornsteinkomponentchen. Die Bryozoen liegen als mehrere cm^3 grosse, langgestreckte, gewundene Körper in der Sandsteinmasse. Am meisten Ähnlichkeit hat das Geröll wohl mit dem Ludwigschen Handstück (Sammlung ETH) Nr. 256 vom Gäbris. Auch dieses ist ein graublauer Kalksandstein mit Bryozoen, nur sind dieselben nicht in grossen Exemplaren vorhanden. — Nach Jeannet (persönliche Mitteilung) handelt es sich vielleicht um Cenomanflysch der Simmendecke.

14. Flyschkonglomerat.

Fundort: Nördlich Kräzerli (Basis der Kräzerlischuppe, unteres Chattien).

Typus «Mocausa» (d. h. Cenomanflysch der Simmendecke): eckige, 2—16 mm grosse Komponenten aus vorwiegend braunem und schwarzem Hornstein, rötlichen, bräunlichen, gelblichen und weisslichen, feinkörnigen bis dichten Aptychenkalken und etwas Quarz.

---

[1]) Die Lokalität Äbiskraut befindet sich 2,5 km NE Weissbad, auf S. A.-Blatt 225 Kobelwald, Koord. 752,8/243,3; siehe Alb. Heim, Lit. 74, Geolog. Karte Säntisgebiet 1 : 25 000, = Tafel XIV.

15. Flyschkonglomerat.

Fundort: Nordwestlich Kräzerli (Basis der Kräzerlischuppe, unteres Chattien) und unterer Giessenfall (Basis der Speerschuppe, Grenze Rupélien-Chattien).

Typus «Mocausa». Komponenten vorwiegend graue, eckige Hornsteine und dichte, bis über 2 cm grosse graue Kalke, daneben kleinere Quarze, hell anwitternde Dolomite und grüne Schieferstückchen.

16. Flyschkonglomerat.

Fundort: Weg südwestlich Hornalp (Basis der Kräzerlischuppe, unteres Chattien).

Typus «Mocausa». Hornsteinbreccie aus 1 mm bis 3,5 cm grossen Komponenten von schwarzen und bräunlichen Hornsteinen und Quarzen von bis über 1 cm sowie vereinzelten kleineren roten Feldspäten. Das sandig-detritische Bindemittel besteht aus dem gleichen Material.

17. Lithodendronkalk.

Fundort: Gipfel des Kleinen Stockberges (Speerschichten, unteres Chattien). Rhätisch.

3. Sandstein

a) Kalksandstein

In der Speerzone s. l. lassen sich verschiedene Kalksandsteintypen feststellen. Die an Übergängen von Nagelfluh zu Sandstein reiche Kräzerlischuppe zeichnet sich durch das häufige Vorkommen eines meist sehr grobkörnigen, sehr oft Pflanzenhäcksel und kohlige Partikel führenden, dunkelblaugrauen Kalksandsteins aus, der fast nie rote, aber viele dunkle Hornsteinpartikel führt und sich durch hohen Dolomit- und Pyritreichtum auszeichnet. Die pflanzenhäckelreichsten Typen sind mitunter wabenartig von grünlichen Mergelgallen durchzogen. Daneben sind auch mehr oder weniger mit Ebnatersandsteinen übereinstimmende, «gewöhnlichere» Kalksandsteine in der Kräzerlischuppe weit verbreitet. In der Schorhüttenbergschuppe sind solche «ebnaterähnliche», oft kreuzgeschichtete Typen vorherrschend. Wie aus Tabelle 7 hervorgeht, wirkt sich das durchschnittlich gröbere Korn der Kalksandsteine der Kräzerlischuppe gegenüber denjenigen der Kronbergzone und der Speerschuppe in einem stärkeren Vorherrschen des Trümmermaterials über das feindetritische, mikroskopisch nicht mehr als deutliche Trümmer hervortretende Bindemittel aus, das nur 9—36 % des Gesamtvolumens erreicht. Dabei entfallen von den Komponenten 8—25 % auf Quarz, 6—27 % auf Hornstein, 10—24 % auf Kalke und 35 bis 64 % auf Dolomite, inklusive dolomitische Kalke; d. h. es liegen ausgesprochen quarzarme und dolomitreiche Typen vor. Auch in der Speerschuppe kennen wir grobkörnige, oft mit Konglomeraten verknüpfte Kalksandsteine; die meisten in den Nagelfluhen eingeschalteten Sandsteinschmitzen oder zu den hangenden Mergeln überleitenden Sandsteinschichten besitzen jedoch ein feineres Korn; dementsprechend zeigt sich eine relativ starke Beteiligung des Bindemittels (Nrn. 26—29, Tab. 7) von 30 % bis über 50 %, ausserdem zeichnen sich diese Sandsteine durch relative Dolomitarmut aus. — Hiervon bildet eine bemerkenswerte Ausnahme der auch mikropaläontologisch interessante (zahlreiche *Discocyclinen-* und *Nummuliten*-Bruchstücke, *Gypsina globulus*), reichlich «Cyrenen» führende, mittelharte Kalksandstein (58 % Karbonat) des Rupéliens der Speerbasis nordöstlich Strick (Nr. 22 auf Tab. 7, p. 158). Der benachbarte horwerplattenähnlichere, karbonatärmere Sandstein (42 %) ist jedoch wieder ausgesprochen dolomitarm (Nr. 23 auf Tab. 7, p. 158.)

b) Horwerplatten

Typische, mehrere Meter mächtige Horwerplatten sind zur Hauptsache auf das Rupélien der Stockbergbasis beschränkt, petrographisch gehören aber auch die im oberen Teil der Grisigermergel allgemein häufigen zentimeter- bis dezimetermächtigen Einschaltungen zu den Horwerplatten, die allgemein als karbonatärmere (30—50 %), sehr feinkörnige und sehr harte Sandsteine zu bezeichnen sind. Dazu kommt insbesondere bei den mehrere Meter mächtigen Bänken eine durch grossen Glimmerreichtum und Pflanzenhäckselführung bedingte, ausgesprochen ebenplattige Spaltbarkeit. Entsprechend dem feinen Korn überwiegt das Bindemittel weit über die mikroskopisch noch deutlich hervortretenden Komponenten, die bei Nr. 11 (Tab. 7) nur 36 % ausmachen und unter denen Quarz stark überwiegt. Auch in meinem Unter-

suchungsgebiet kömmen auf den typischen Horwerplatten Wellenfurchen viel häufiger vor als bei den übrigen Molassesandsteinen; vereinzelt sind solche — wie im Vorarlberg nach Muheim (Lit. 133, p. 184) — auch in den Grisigermergeln zu finden. In allen Fällen handelt es sich um ziemlich flache, nur wenig asymmetrische Rippeln von 5—10 cm Abstand der Wellenkämme, wie sie ähnlich aus dem Sand und Schlick der Wattenmeere bekannt sind (vgl. z. B. Lit. 171, p. 72 ff.). Sehr oft verlaufen die Wellenkämme nicht parallel zum Streichen der Schicht. Von den übrigen lithologischen Charakteristika der Horwerplatten seien noch die recht häufigen wurmartigen Wülste auf den Schichtflächen erwähnt, die vielleicht als Wühlgefüge (Lit. 148, p. 156) zu bezeichnen sind.

c) Grobkörnige, quarzreiche Sandsteine

Solche ausgesprochen karbonatarme, graue bis blaugrünliche Sandsteine fanden sich untergeordnet in der Unteren Bunten Molasse des Thurgebietes (Tobel NE Germen, Nr. 25, Tab. 7; unter dem Mikroskop mit einzelnen *Discocyclinen*bruchstücken).

d) Mergelsandsteine

Die meisten Mergelsandsteine des Chattiens der Speerzone s. l. unterscheiden sich in lithologischer und petrographischer Beziehung nicht wesentlich von denen der Kronbergzone. Nur in der Unteren Bunten Molasse, insbesondere da, wo diese in «reiner» Ausbildung vorliegt, zeigen sich häufig Mergelsandsteine eines etwas abweichenden Typs: weiche, zu Mergeln überleitende, graugrünliche bis rötlichviolette, kalkig-glimmerige und knollig auswitternde weiche Mergelsandsteine, oft in grosser Menge graue Kalkkonkretionen führend. Diese dezimeter- bis meterdicken Bänke bilden einen wesentlichen Bestandteil der unteren bunten Molasse. Weiche, tonig-sandig anzufühlende und häufig kohlig gebänderte graue, zu Kalksandsteinen überleitende sind besonders in der Kräzerlischuppe nicht selten anzutreffen. Im Rupélien fehlen eigentliche Mergelsandsteine, dafür finden wir hier graugrünliche, weiche, tonige Glimmersandsteine bis Sandmergel, die recht oft «*Cyrenen*» in grösserer Anzahl führen.

4. Mergel

Im folgenden werden nur die wichtigsten Mergeltypen erwähnt; eine detaillierte Besprechung aller Variationen ginge über den Umfang dieser Arbeit hinaus.

a) Graugrünlich-graubräunliche, tonig-sandige Mergel und gelbbräunlich-bläulichgrünlich gefleckte und gestreifte tonige Mergel

Diese beiden schon p. 74 beschriebenen Typen sind auch in der Speer-Stockberg-Zone s. l. weitverbreitet. In der Schorhüttenbergschuppe und in grossen Teilen der Speerschuppe, wo sie sich gegenüber denjenigen der Kronbergzone durch etwas stärkere Schieferung unterscheiden, sind sie absolut vorherrschend. Eine charakteristische, z. B. in und über der Unteren Bunten Molasse des Thurgebietes verbreitete Abart sind bröckelig-knollig zerfallende, grünlichgraue Mergel mit sehr häufigen Kalkkonkretionen.

b) Graue, tonige Mergel

Solche, bald mehr muschelig-uneben brechende und dann praktisch glimmer- und quarzfreie, fast dichte, bald weichere, tonigere, oft etwas an Grisigermergel gemahnende Typen, sind in der Schorhüttenberg- und der Kräzerlischuppe nicht selten. Manchmal haben sie rotbraune und dunkelbraune rostige Beläge auf den Schichtflächen.

c) Bunte Mergel

Gelb-violettrot gefleckte, rot-grün gefleckte, graublaue, graugrünliche und gelbbräunlich-blaugrünlich gefleckte Mergel in oft enger Wechsellagerung sind besonders charakteristisch für das untere Chattien in der Eugsttobel- und Leuenfall-Teilschuppe.

d) Violettrot-grün gefleckte Mergel

In der Regel weiche, schieferige, tonige und sehr feinkörnige, manchmal, aber nicht immer, kleine Serizitschüppchen führende, mehr oder weniger knollig auswitternde Mergel, häufig mit Kalkkonkretionen. In der Unteren Bunten Molasse des Stockberggebietes vorherrschend.

e) Grisigermergel

Die Grisigermergel der südlichen sanktgallisch-appenzellischen subalpinen Molasse stimmen in lithologisch-petrographischer Hinsicht mit den typischen Grisigermergeln der Luzernergegend, den Schiefermergeln der Bäuchlenbasis, den grauen Tonmergeln der vorarlbergischen und Allgäuer subalpinen Molasse weitgehend überein. Es sind sehr feinkörnige, fettig-sandig anzufühlende, mehr oder weniger zahlreich feine Serizitschüppchen führende, rauchgraue bis blaugraue Tonmergel. Längs den Schichtflächen spalten sie in mehr oder weniger dünne Platten auf; der Bruch ist uneben bis ausgeprägt flachmuschelig; auf Kluft- und Schichtflächen sind häufig ockerfarbige und dunkelbraune Beläge. Vereinzelt beobachtet man kleine, haselnuss- bis nussgrosse limonitische Konkretionen, dagegen nie Kalkkonkretionen, wie sie in der Unteren Bunten Molasse und anderen limnischen Mergeln der subalpinen Molasse auftreten.

5. Süsswasserkalk und Kohle

Primär sedimentierte, bituminöse Süsswasserkalke, wie sie in der Kronbergzone akzessorisch auftreten, sind in der Speer-Stockberg-Zone viel seltener. Insbesondere in Serien mit häufigen bunten und violettroten Mergeln scheinen sie vollständig zu fehlen. Dagegen beobachtet man vereinzelt diagenetisch durch Zusammenwachsen von Kalkkonkretionen längs Schichtflächen entstandene Kalkschichtchen, so z. B. in der Unteren Bunten Molasse des Leuenfallgebietes (Weissbachtal).

Kleine Kohlenflözchen sind in der Speer-Stockberg-Zone s. l. hie und da anzutreffen, in der Kräzerlischuppe zum Beispiel westlich P. 1370,9 nordwestlich Schwyzerälpli; den Zonen mit vorherrschend bunten Mergeln fehlen sie vollständig. Nesterkohle trifft man vor allem in den Nagelfluhen und Kalksandsteinen der Schorhüttenberg- und Kräzerlischuppe.

6. Schwereminerallführung

a) Rupélien

Entsprechend der Feinkörnigkeit der Rupéliensedimente (Grisigermergel und Horwerplatten) gibt oft nur die feine Fraktion eine genügende Ausbeute an Schwereminerallien. Die Schwereminerallverteilung unterscheidet sich nicht wesentlich von derjenigen des Chattiens der Kronberg- und Speer-Stockberg-Zone s. l.; es liegt eine Granat-Turmalin-Zirkon-Staurolith-Erz-Kombination mit sporadischem und seltenem Epidot vor. Der Turmalinanteil ist mit 2—51 % (oft um 5—25 %) beträchtlich höher als im Aquitan der Kronbergzone, und er übertrifft damit auch wesentlich denjenigen des Chattiens der Kräzerlischuppe und insbesondere der Speerschuppe im Stockberggebiet. Staurolith ist im Rupélien der Kräzerlischuppe mit 2—10 % vertreten, im Rupélien der Stockbergbasis, wo er oft fehlt, erreicht er maximal 14 %. Sichere blaue Hornblenden wurden nicht gefunden.

b) Chattien

Die grobe Fraktion lässt sich als Granat-Turmalin-Staurolith-Erz-Kombination, die feine Fraktion als Granat-Turmalin-Zirkon-Staurolith-Erz-Kombination charakterisieren. Auffällig ist die starke Epidotführung im Chattien der Schorhüttenbergschuppe des Steintalgebietes; dieses Mineral scheint dort in der kleinen Fraktion einen konstanten Nebengemengteil und zum Teil sogar Hauptgemengteil zu bilden[1]). Auffallen muss die Tatsache, dass Staurolith im Chattien der Speerschuppe des Stockberggebietes in beiden Fraktionen, besonders in der kleinen, nur einen untergeordneten Prozentsatz (maximal 8 %) ausmacht und oft ganz fehlt. Schliesslich sei darauf hingewiesen, dass

[1]) Im Gegensatz zu den meisten Epidoten des Kronberg-Aquitans sind aber diese Epidote mehr oder weniger stark korrodiert.

Disthen in beiden Fraktionen des Chattiens der Kräzerli-Teilschuppe als beinahe konstanter Nebengemengteil erscheint, wogegen er dem Chattien der Leuenfall- und Rachentobel-Teilschuppe fast ganz, dem Chattien des Stockberges überhaupt zu fehlen scheint. Die Disthenführung des Kräzerlichattiens widerlegt die Vermutung (Lit. 139, p. 111), dass dieses Mineral in der ostschweizerischen Molasse als miozänes Leitmineral zu betrachten sei.

V. Fazies und Paläogeographie

1. Das «Glaukonitproblem» in der Unteren Süsswassermolasse

Seit Muheim (Lit. 133) in seinen Dünnschliffen von Sandsteinen der vorarlbergischen subalpinen Molasse Glaukonit gefunden hat und daraus ein marines Ablagerungsmedium der Unteren Süsswassermolasse ableitete, wurde dieses Mineral auch in der schweizerischen Unteren Süsswassermolasse von mehreren Autoren entdeckt, ohne dass sich jedoch ein abschliessendes Urteil über die Bedeutung dieses Minerals als Faziesmineral innerhalb der genannten Schichtserie bisher bilden liess. Mit dem Glaukonitproblem in Zusammenhang steht dasjenige der Foraminiferen, die sich in Molassesandsteinen nachweisen liessen; heute dürfte dieses «Foraminiferenproblem» der Unteren Süsswassermolasse gelöst sein, da nach den neuesten Publikationen die Foraminiferen als eingeschwemmt zu betrachten sind.

Renz (Lit. 139, p. 117, Lit. 140, p. 118) betrachtet mit andern Forschern die Foraminiferen als eingeschwemmt; dagegen soll der Glaukonit authigen, aber möglicherweise im Süsswasser entstanden sein. Er verweist dabei vor allem auf die Tatsache, dass der Glaukonit ein ausgesprochen umlagerungsempfindliches Mineral ist. Aus demselben Grunde zweifelt neuerdings auch Haus (Lit. 73, p. 27 ff.) an der allochthonen Natur des Glaukonits, die er an und für sich als recht wahrscheinlich ansieht; ein endgültiger Entscheid sei noch nicht möglich, wogegen die Foraminiferen eindeutig umgelagert seien. Nach Kraus (Lit. 105, p. 49) sind Foraminiferen und Glaukonit in der subalpinen Molasse des Allgäus als eingeschwemmt zu betrachten; der Glaukonit soll jedoch aus weichen Sedimenten (Flyschmergel) als Einzelkorn herausgelöst und «schwebend» abgeführt und umgelagert worden sein.

Auf Grund meiner Dünnschliffuntersuchungen von subalpinen Molassesandsteinen der Ostschweiz kam ich schon 1938 (Lit. 67) zur Ablehnung der unwahrscheinlichen Hypothese der limnoterrestrischen Entstehung des Glaukonites in der Unteren Süsswassermolasse und deutete denselben als zum grossen Teil aus glaukonitführenden Flyschgeröllen umgelagert. Inzwischen konnte ich durch weitere Dünnschliffuntersuchungen diesen Sachverhalt bestätigen. Wie aus beifolgender Tabelle zu entnehmen ist, enthält ein grösserer Teil der chattischen und aquitanen Kalksandsteine der ostschweizerischen subalpinen Molasse, naturgemäss vor allem die grobkörnigen Sandsteine, den Glaukonit nicht nur als Einzelkorn, sondern eingeschlossen in kleinen Komponenten von Ölquarzit, Flyschsandkalk und Hornstein. Dies bedeutet bei der grossen Transportresistenz vieler unter diesen Geröllen aber zugleich die Lösung des Glaukonitproblems in der «Süsswassermolasse» überhaupt; es ist dadurch klar geworden, dass das Mineral eingeschwemmt ist, aber den grössten Teil seines Transportes nicht als Einzelkorn, sondern in Geröllen eingebettet, durchgemacht hat. Im übrigen braucht die relative Häufigkeit des Glaukonites bei dem grossen Reichtum an glaukonitreichen Flyschgesteinen nicht zu verwundern.

Glaukonit und Mikrofossilien in Sandsteinen der ostschweizerischen subalpinen Molasse

	Kalksandstein	Horwersandstein	Quarz- und glimmerreiche, vorwiegend mittelkörnige Sandsteine
Anzahl der Dünnschliffe	52	13	20
Davon enthalten Glaukonit	48	11	20
Glaukonit in Komponenten	24	—	4
Foraminiferen etc.	33	12	10
Bruchstücke von Nummuliten, Discocyclinen, Bryozoen, Lithothamnien	16	4	2

Die Herkunft des Glaukonits aus meist feinklastischen Sedimenten bringt es mit sich, dass die Glaukonitkörner in relativ kleinen Dimensionen (0,05—0,2 mm) auftreten und dass hierin keine Beziehung zur Korngrösse der Sandsteine festgestellt werden kann. Körner von über 0,3 mm sind eine Seltenheit. In grobkörnigen Molassemergeln meines Untersuchungsgebietes sind Glaukonitkörner entsprechend ihrer geringen Umlagerungsfähigkeit im allgemeinen nur noch sporadisch und spärlich vorhanden; wenn sie auftreten, stimmen Dimension und Aussehen mit den Glaukonitkörnern der Sandsteine überein.

In diesem Zusammenhang soll nicht unerwähnt bleiben, dass auch in tortonischen Molassesandsteinen und sandigen Tortonmergeln aus der Umgebung von Zürich, d. h. innerhalb der Oberen Süsswassermolasse, Glaukonitkörner in geringen Mengen auftreten (Escher-Hess, Dünnschliffsammlung E. T. H., Schliffe Nrn. 189, 193 und 197). Auch hier handelt es sich bestimmt um Glaukonit, der aus Flyschgeröllen in benachbarter Molassenagelfluh stammt. Anders liegt der Fall offenbar bei vielen Sandsteinen aus der oberen Meeresmolasse (Escher-Hess, Dünnschliffsammlung E. T. H., Nrn. 233, 373, 614 und 774), in denen der Glaukonit in Form sehr zahlreicher, grosser (oft über 0,2 oder sogar über 0,3 mm), runder oder unregelmässig gestalteter Körner erscheint, die jedenfalls authigener Entstehung sind.

Auch Foraminiferen finden sich, wie die Tabelle zeigt, in sehr vielen Sandsteinschliffen. Kleinforaminiferen, wie Globigerinen usw., sind manchmal recht gut erhalten, was auf Herkunft aus Lockersedimenten hinweist; öfters stecken sie jedoch auch in kleinen Kalkkomponenten. Besonders interessant ist das Auftreten von *Nummuliten-*, *Discocyclinen-*, *Algen-* (darunter *Lithothamnien-*) und *Echinodermen-*Bruchstückchen. Es zeigt sich hier wieder auf das deutlichste, wie eng die genetischen Beziehungen zwischen Sandsteinen und benachbarten Nagelfluhen sein können; solche Fossilreste erscheinen nämlich vor allem in solchen Niveaus, in denen auch die Nagelfluhen und Geröllschnüre besonders zahlreiche Nummuliten-Lithothamnien-Discocyclinen-Kalkgerölle führen — also vor allem im Rupélien und untersten Chattien der Speer- und Schorhüttenbergschuppe, im unteren Chattien der Kräzerlischuppe und dann wieder in den grobkörnigen Sandsteinen der Lokalnagelfluhen der südlichen Randfazies in der Kronbergzone s. str.

Mit den vorstehenden Ausführungen ist die Hypothese von der marinen Entstehung der Unteren Süsswassermolasse, wie sie von Muheim (Lit. 133, p. 267) aufgestellt worden ist, endgültig widerlegt. Auch die beiden «leider nicht einmal generisch bestimmbaren Reste «mariner Bivalvensteinkerne», die Muheim aus den aquitanen Kojenschichten beschreibt, können hieran nichts ändern; sie müssen — worauf auch vereinzelte ähnliche Funde aus dem schweizerischen Molassegebiet hinweisen — als eingeschwemmt (umgelagert) gelten.

Dass die Untere Süsswassermolasse in Wirklichkeit marin-brackischer Entstehung sei, war schon angesichts der grossen lithologischen Unterschiede derselben im Vergleiche zum marin-brackischen Unterstampien (Rupélien) und vor allem wegen des Fehlens jeglicher (autochthonen) brackischen und marinen Fossilien im Hangenden der Horwerplatten eine recht unwahrscheinliche Annahme.

Dass die Bezeichnung «Süsswassermolasse» nicht zu der Vorstellung verleiten darf, die Molasse sei in einem zusammenhängenden grossen Süsswassersee entstanden, muss heute kaum mehr besonders hervorgehoben werden; hat doch schon Escher (Lit. 47, p. 102) gezeigt, dass die Molassenagelfluhen den heutigen Flußschottern zu vergleichen sind. Noch weiter ging Weithofer (Lit. 178, p. 39) mit der Bemerkung «wir können nicht gut anders als uns das Gebiet der bunten Molasse als trockenes Land zu denken, mit einzelnen Wasseransammlungen und zu Zeiten reichlich fliessenden, reissenden Gewässern». Neuerdings betont auch Rutsch (Lit. 51, p. 604 ff.) und von Moos (Min. u. Petr. Mitt., Bd. 17, 1937), dass in der Süsswassermolasse Ablagerungen in kleinen Einzelseen inmitten festländischer Gebiete eine grosse Rolle spielen. Rutsch weist in diesem Zusammenhang darauf hin, dass die relativ gute Erhaltung vieler in den Molassemergeln erhaltenen Landschnecken mit einem weiten Transport nicht gut vereinbar ist. Zingg (Lit. 183, p. 11) erkennt die Molassenagelfluhen auf Grund sorgfältiger Detailstudien als eine rein fluviatile Bildung.

2. Bemerkungen zum Problem der Rotfärbung des Nagelfluhbindemittels und der roten Mergel

Im Gegensatz zu den mächtigen Miocän-Nagelfluhen der Molasse findet sich in manchen oligocänen (d. h. stampischen und aquitanen) Nagelfluhen der subalpinen Molasse eine viel ausgesprochenere Rot-

färbung des Bindemittels. Geradezu die Regel ist die Rotfärbung bei den mächtigsten Nagelfluhkomplexen der zentralen Schuttfächerteile, während sie in mehr seitlich und peripher gelegenen Schuttfächergebieten rasch verschwindet.

Das Vorkommen von Nagelfluhen mit rotem Bindemittel weist meines Erachtens darauf hin, dass im Chattien und Aquitan die klimatischen Bedingungen zur Entstehung und Umlagerung von Roterden in besonderem Masse erfüllt waren.

Darauf, dass das Klima im Oligocän besonders warm war, haben schon frühere Forscher, u. a. Oswald Heer, hingewiesen. Den Angaben von W. Twenhofel (Lit. 173, p. 777 ff.) ist nun zu entnehmen, dass bei der Wiederablagerung rotgefärbter Substanzen auch das Lokalklima und die örtliche Vegetationsdecke eine grosse Rolle spielt. So werden z. B. auf Hawaii überall rote Verwitterungsböden abgeschwemmt. Bei der Wiederablagerung bleibt die rote Farbe jedoch nur auf den dem Winde abgekehrten Seiten der Inseln erhalten, weil auf jener Seite der Pflanzenwuchs wegen langer Trockenzeiten geringer ist; auf den immer feuchten, dem Winde zugekehrten Seiten mit ihrer sehr üppigen Vegetation haben die umgelagerten Böden infolge von Reduktionsvorgängen unter starker Mitbeteiligung organischer Substanzen durchwegs graue bis schwärzliche Farben.

Ähnliche Bildungsbedingungen mögen sowohl für das rote Nagelfluhbindemittel als auch für die roten Mergel Geltung gehabt haben.

Die obenerwähnte Beschränkung des roten Bindemittels auf die Schuttfächerzentren legt den Schluss nahe, dass dasselbe ebenfalls umgelagerte Roterde darstellt [1]). Deren rote Farbe hätte sich dann nur bei relativ kurzen Transportwegen und bei Abwesenheit organischer reduzierender Substanzen erhalten können, d. h. in den zentralen Schuttfächerteilen. Ferner wäre es auch denkbar, dass ein wesentlicher Teil der Rotfärbung terrestrischen Verwitterungsvorgängen ihre Entstehung verdankt, welche sich auf diesen zentralen Schuttfächerteilen selbst abgespielt haben. Dass jedoch die Rotfärbung nicht allein der Verwitterung von Flyschgeröllen «an Ort und Stelle» (wie dies Früh, Lit. 56, wahrscheinlich macht) zu verdanken ist, zeigt der Umstand, dass ausgesprochene Rotfärbung auch in sehr flyschgeröllarmen Nagelfluhen auftritt, so z. B. in den vorwiegend aus Dolomiten bestehenden Nagelfluhen der oberbayerischen Bausteinzone (subalpine Oligocänmolasse). Auf jeden Fall können wir uns das Fehlen der Rotfärbung in den äusseren Teilen der Schuttfächer und in den «Rinnen-Nagelfluhen» schon innerhalb der zentralen Schuttfächerteile am besten so erklären, dass beim weiteren Transport die rote Farbe allmählich durch die Reduktionswirkung organischer Substanzen und sodann auch durch die Vermischung mit den gelblich und grau gefärbten Ausschlämmprodukten der Molassenagelfluhen und -sandsteine und mit den Umlagerungsprodukten von Molassemergeln verloren ging. Den letzten beiden Umständen mag es auch zu einem grossen Teil zuzuschreiben sein, warum die sehr feinkörnigen roten Mergel innerhalb der alpennäheren Zonen der subalpinen Molasse besonders in den seitlich der grossen Schuttfächerzentren gelegenen Gebieten zur Ablagerung kamen.

3. Bemerkung zum Problem der Fazies der kreuzgeschichteten Kalksandsteine der subalpinen Molasse

Über die Entstehungsbedingungen der kreuzgeschichteten Kalksandsteine der subalpinen Molasse vermag die Kreuzschichtung (vgl. auch p. 70 und Fig. 10, p. 71) Aufschluss zu geben. Von den in Lit. 173, p. 618 ff., beschriebenen verschiedenen Arten der Kreuzschichtung kommen diejenigen für einen Vergleich mit den Kreuzschichtungen der Kalksandsteine in Frage, welche sich in Strombetten unter dem Einfluss mehr oder weniger heftiger Strömungen bilden. (Kreuzschichtung, wie sie für Dünen bezeichnend ist, hat nach Lit. 173, p. 621, einen anderen Habitus.) Die flussabwärts gerichtete Strömung bringt die Sandbänke des Strombettes in Bewegung; dabei ergiesst sich der Sand über den steilen Vorderhang der Bank, wodurch dann die typische kleindimensionale, sehr steilwinklige (bis 41°), nach vorn (flussabwärts) aus-

[1]) Zweifellos ist das rote Bindemittel der Nagelfluhen nach der Verfestigung (Kluftbildung) des Gesteins, d. h. nach der Dislokation, unter dem Einfluss der Sickerwässer teilweise noch gewandert. Nur so können wir uns z. B. rote Verfärbungen in Mergeln erklären, welche auf das unmittelbare Liegende mancher Nagelfluhbänke beschränkt bleiben.

flachende Deltastruktur entsteht. Die Wiederholung dieses Vorganges führt zu einer mehr oder weniger regelmässigen Übereinanderstapelung deltageschichteter Einheiten, wobei jeweils ein oberer Teil der zuletzt abgelagerten Einheit von der nachfolgenden Hochwasserströmung vor Ablagerung der nächsten Einheit wieder abgetragen und wegtransportiert wird. So entsteht die typische Kreuzschichtung, wie sie vielen Molassesandsteinen, in besonders schöner Ausbildung z. B. den Ebnatersandsteinen, eigen ist.

4. Die paläogeographische Stellung der südlichen Randfazies der Kronbergzone. Hinweise auf ähnliche Bildungen in anderen Schuttfächern

Wie im Kapitel «Kronbergzone s. l.» bereits ausgeführt wurde (vgl. u. a. p. 59), liegt die «südliche Randfazies», d. h. die Mergelfazies mit Riesenkonglomeraten und anderen Lokalnagelfluhen vom Charakter der «Rinnennagelfluhen» in der Kronbergzone s. str. zwar in jedem Querprofil zuoberst, ist jedoch seitlich mit den normalen Kronbergnagelfluhen verzahnt. Demgemäss erscheint sie im Thurtal schon in den Hochalpschichten, ebenso im untersten Weissbachtal, in den zentralen Partien des Schuttfächers (Pfingstbodengebiet) jedoch erst in den Pfingstbodenschichten. Der Verfasser hat dies schon 1937 (Lit. 64) in dem Sinne gedeutet, dass diese Fazies im seitlich-alpenwärtigen «Schüttungsschatten», d. h. in einem «Stausee» S der Kronbergnagelfluhen, und vor einem tektonisch aktiven Flyschhinterland zur Ablagerung kam (vgl. auch Fig. 30, p. 138). In der Tat bestehen die grossen Gerölle des Riesenkonglomerates (wie auch die noch grösseren blockartigen Gerölle in den «normalen» Kronbergnagelfluhen der Pfingstbodenschichten) alle aus Flyschsandstein (vgl. p. 65). Woher aber stammen die übrigen, kleinen Gerölle, die sich im Bindemittel des Riesenkonglomerates und, alleinherrschend, in den übrigen Rinnennagelfluhen der südlichen Randfazies finden (vgl. p. 63)? Angesichts des Fehlens von kristallinen Geröllen in diesen Nagelfluhen und der Wahrscheinlichkeit, dass das Einzugsgebiet dieser Rinnennagelfluhen nach S hin nicht über eine randliche Flyschzone hinausgereicht haben dürfte, halte ich es für das wahrscheinlichste, dass die erwähnten kleinen (d. h. normalgrossen) Gerölle aus stampischer Molasse der Speerzone umgelagert sind. Ich nehme dabei an, dass die stampische Molasse N des damaligen Alpenrandes zeitweise an einigen Stellen als schmaler «Piedmontsaum» zum Vorschein kam und dass ihre Nagelfluhen noch mehr oder weniger unverfestigte Schotter waren.

Die Erklärung des Transportes der grossen Gerölle des Riesenkonglomerates bietet meines Erachtens keine grossen Schwierigkeiten. Zunächst sei wiederholt, dass alle diese Gerölle eine ähnliche petrographische Zusammensetzung besitzen (vgl. p. 65) und aus der damals nördlichsten Flyschzone stammen dürften. Dann finden sich die absolut grössten Gerölle gar nicht in den Riesenkonglomeraten, sondern innerhalb der obersten bunten Kronbergnagelfluh am Pfingstboden (vgl. p. 52 und Fig. 8—9, p. 51 und 52). Das heisst aber nichts anderes, als dass die Maximalgrösse dieser Gerölle eine Funktion der Transportkraft der geröllbringenden Strömung ist. Ausserdem werden ausgedehnte Rutschungen und Murgänge in der «Flyschrandkette» zum Transport dieser Blöcke beigetragen haben, ähnlich, wie dies in viel grösserem Maßstab für gewisse «exotische Blöcke» des Flysches anzunehmen ist. Diese Überlegungen sprechen gegen die von Renz (Lit. 140) vertretene Ansicht eines teilweisen Eistransportes extrem grosser Molassenagelfluhgerölle. Gegen die Saccosche Hypothese teilweisen Eistransportes von Blöcken im Turiner Tertiär wendet sich neuerdings mit palaeogeographischen und palaeoklimatischen Argumenten auch C. Beets (Lit. 18*a*).

Riesenkonglomerate sind auch von anderen Stellen der alpennahen subalpinen Molasse namhaft gemacht worden, so von Mollet (Lit. 130, p. 49) aus dem Entlebuch und von Arn. Heim (Lit. 83, p. 23) aus dem Vorarlberg. In beiden Fällen handelt es sich um unregelmässige Lager von «Lokalnagelfluhen», die ähnlich wie in der Kronbergzone, ausserhalb der Schuttfächerzentren liegen. Aber nicht nur Riesenkonglomerate, sondern Mergelzonen, die nach Stellung und Ausbildung sowie durch Führung von Lokalnagelfluhen mit der südlichen Randfazies der Kronbergzone durchaus zu vergleichen sind, wurden von anderen Schuttfächern beschrieben. Zunächst sei einmal festgestellt, dass die Sommersbergzone[1]) samt den an ihrer Basis liegenden gelben Mergeln des Brendenbaches (vgl. Renz, Lit. 139) ein östliches Äquivalent der südlichen Randfazies der Kronbergzone bildet, ja, vielleicht sogar als deren

[1]) Die Sommersbergnagelfluh führt zwar teilweise auch kristalline Gerölle; dies weist darauf hin, dass das Einzugsgebiet dieser Nagelfluh weiter nach S oder SE hin reichte als das der Lokalnagelfluhen im engeren Sinn.

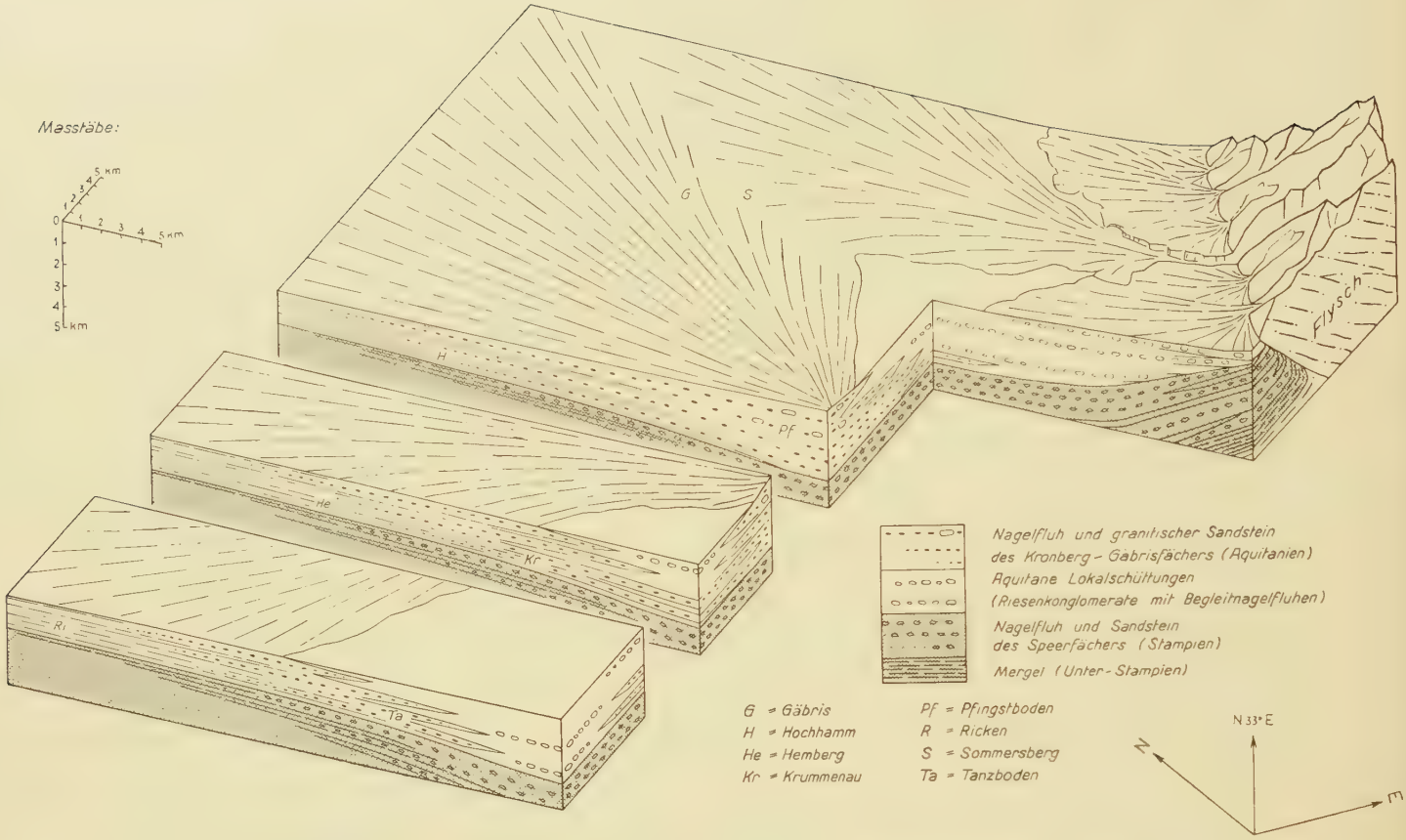


Fig. 30. Der Kronberg-Gäbris-Schuttfächer zur Zeit der Pfingstbodenschichten (Aquitan)
Dargestellt ist die Verzahnung der Nagelfluhen des Kronberg-Gäbris-Schuttfächers mit der Mergelfazies des Südrandes der Kronbergzone (Mergelfazies: Weiss, ohne Signatur). In der Mergelfazies des Südrandes sind die aquitanen Lokalschüttungen (Riesenkonglomerate und ihre Begleitnagelfluhen) eingetragen

direkte östliche Fortsetzung aufgefasst werden kann (vgl. Fig. 30). Eine durchaus analoge Bildung sind auch die von Haus (Lit. 73, p. 13) aus dem oberen Emmentalergebiet eingehend beschriebenen Honeggmergel. Auch hier handelt es sich um gelbe Mergel, die im Profil der Honegg den oberen Abschluss der Molasseserie bilden und in welche unregelmässige Lager von «Lokalnagelfluhen» (wiederum, wie in den andern «Lokalnagelfluhen», vorwiegend aus Flyschgeröllen zusammengesetzt) eingelagert sind.

5. Beziehungen zwischen Auskeilungen und Molassetrog

Innerhalb des Untersuchungsgebietes liessen sich verschiedene Arten von «Auskeilungen» feststellen, die z. T. mit der tektonischen Entwicklung des Molassetrogs in enger Beziehung stehen.

a) Die Richtung raschester Mächtigkeitsreduktion ganzer Schichtserien

Es liess sich im Untersuchungsgebiet — in Übereinstimmung mit anderen Gebieten der subalpinen Molasse — feststellen, dass ganz allgemein die Schichtserien in SSE-NNW-Richtung am raschesten an Mächtigkeit abnehmen. Dies ist am auffälligsten in der Kronbergzone s. str. In dieser Zone ist mit der allgemeinen Mächtigkeitsabnahme in genannter Richtung eine parallelgehende Abnahme der Geröllgrösse der Nagelfluhen verknüpft. Die Mächtigkeitsreduktion nach NNW zu setzt sich wahrscheinlich auch in der Gäbriszone s. str. noch fort (vgl. p. 59) und ist dort mit einem allmählichen Übergang von Nagelfluh in Sandstein verbunden.

Eine allgemeine Mächtigkeitsabnahme ist auch gegen den SSE-Rand des Molassetroges hin anzunehmen (vgl. Fig. 30). In der Kronbergzone dürfte sie jedoch auf das Gebiet der südlichen Randfazies beschränkt sein.

b) Übergang von Nagelfluh in Sandstein und Mergel in der Richtung des geröllbringenden Stromes

Derartige «Auskeilungen» sind auch innerhalb meines Untersuchungsgebietes häufig. Es muss betont werden, dass sie keineswegs alle nach NNW zu, d. h. in der Richtung der raschesten Mächtigkeitsabnahme, stattfinden. Sie beruhen auf der Abnahme der Transportkraft.

c) Übergang von Nagelfluh in Mergel quer zur Richtung des geröllbringenden Stromes

Bei dieser Art von Auskeilungen handelt es sich um Nagelfluhen, die längs schräg ansteigender Fläche von Mergeln begrenzt sind (vgl. Fig. 4 bis Fig. 6, p. 47 und 48). Schon früher (p. 48) wurde erwähnt, dass diese Auskeilungen als seitliche Begrenzung von Nagelfluhstromrinnen aufzufassen sind. In bezug auf Häufigkeit des Vorkommens stehen sie an erster Stelle. Besonders schöne Beispiele liegen am Übergang der südlichen Randfazies in die normale Nagelfluhfazies der Kronbergzone s. str.

d) Beziehungen zum Molassetrog (vgl. auch Fig. 30, p. 138)

Schon mehrfach wurde erwähnt, u. a. p. 118 für die Speerschuppe, dass die Mächtigkeit der Molasseserie in WSW-ENE-Richtung, d. h. in der Längsrichtung, konstant bleibt. Dies gilt, wie auch das Studium von Tafel II und IV zeigt, innerhalb des Untersuchungsgebietes ganz allgemein. Auch ausserhalb desselben sind in der Längsrichtung keine ins Auge fallenden Veränderungen der Gesamtmächtigkeiten des Chattiens und des Aquitans zu konstatieren. Im Falle der Speerschuppe ist besonders schön zu sehen, wie mit dieser Konstanz der Gesamtmächtigkeit in der Längsrichtung ebenfalls in der Längsrichtung ein sehr rascher Übergang von Nagelfluh in Mergel, d. h. Auskeilung vom Typus *c*, verbunden sein kann (vgl. p. 118 und Profile 13 *a*—16). Im Gegensatz dazu nimmt in der Querprofilrichtung, d. h. nach NNW hin, die Gesamtmächtigkeit maximal rasch ab (Auskeilungsart *a*), ohne dass mit dieser Mächtigkeitsabnahme ein Übergang von Nagelfluh in Sandstein oder in Mergel unbedingt verknüpft wäre (Auskeilungsart *b*).

Aus diesen Beziehungen glaube ich herauslesen zu können, dass der Senkungsvorgang des Molassetroges durch die Auffüllung mit Sedimenten nicht wesentlich beeinflusst wurde, sondern dass die Entwicklung der Trogsenkung ausschliesslich durch den alpinen Schub und die mechanischen Gegebenheiten des Untergrundes der Molasse bestimmt wurde.

Mit andern Worten, die Senkungsgeschwindigkeit des Molassetroges war in einem gewissen Abstand vom jeweiligen Alpenrand am grössten; weiter nach NNW zu nahm sie ab; entsprechend verringert sich nach NNW zu die Mächtigkeit der Trogfüllung.

VI. Tektonik und Paläogeographie

1. Die mutmasslichen ursprünglichen Ablagerungsräume der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse

Im folgenden sei versucht, auf Grund des Abwicklungsverfahrens zu einer Vorstellung über die ursprünglichen Ablagerungsgebiete der subalpinen Molasse des Untersuchungsgebietes zu gelangen. Es sei jedoch betont, dass diese Methode der im Verhältnis zu dem grossen «tektonischen Tiefgang» nur recht geringen Aufschlusstiefe (vgl. auch Fig. 1, Übersichtsprofil Ricken–Speer, p. 5) nicht so genau ist wie z. B. im Helvetikum [1]).

a) Profil Hochhamm-Hochalp-Pfingstboden-Säntis-W.

In diesem Profil gelangt durch die Abwicklung der Kern der «1. Antiklinale» (A_1), unter Berücksichtigung der Randunterschiebung, in eine mindestens 3 km südlichere Lage. Die untersten Schichten

[1]) Obgleich die Methode nicht genau ist, kommt im nachstehenden doch zum Ausdruck, dass der Betrag des Zusammenschubes grösser war, als bisher meist angenommen wurde.

der Kronbergzone s. l. erscheinen bereits um ca. 6 km nach S versetzt; die obersten Nagelfluhen des Kronbergfächers im Pfingstbodengebiet werden nahezu 10 km nach SE, d. h. in das Gebiet S Wildhaus, gerückt. Das älteste Aquitan des Kronbergfächers kommt wahrscheinlich noch wesentlich weiter nach SE zu liegen, etwas in den Raum über Wallenstadt und Flums. Wesentlich schwieriger zu beurteilen ist natürlich die horizontale Komponente des Transportes für die südlich anschliessenden Schuppen der Speerzone s. l. Immerhin glaube ich annehmen zu dürfen, dass der ursprüngliche Alpenrand östlich der Linie Sargans–Mels lag.

b) Profil Ricken-Regelstein-Schorhüttenberg-Speer-Mattstock

In diesem Profil gelangt die basale Aufschiebung der Kronbergzone (A_2), wieder unter Berücksichtigung der Randunterschiebung, in eine ca. 3 km südlichere Lage. Die Breitenau-Antiklinale gelangt bereits über 6 km nach SSE; für das Speergipfelgebiet ist dann wohl ein nahezu 20 km langer Transport anzunehmen. Als ursprünglicher Südrand der chattischen Ablagerungen des Speerschuttfächers ergibt sich eine Linie, die etwa von Linthal gegen den Ringelspitz verläuft und dann gegen die Sargansergegend abknickt; die Südgrenze des aquitanen Kronbergfächers kommt beträchtlich weiter nach N zu liegen. Sie dürfte etwa dem Walensee entlang nach E ziehen und dann bei Flums mit scharfem Knick nach NE hin abbiegen. Das Zentrum der Kronbergnagelfluhen liegt also nicht nur weiter östlich als das Speerzentrum (vgl. hierüber auch R. Staub, Lit. 163, p. 79), sondern auch beträchtlich weiter im N.

c) Weitere paläogeographische Folgerungen

Aus dem Gesagten ergibt sich, dass im Bereich der ostschweizerischen subalpinen Molasse noch nach dem Einsetzen der chattischen Hauptschüttung der Molassetrog nicht fixiert blieb. Wahrscheinlich haben wir eine mindestens zweimalige deutliche Nordwärtsverlagerung der Vortiefensenkung und damit der Molassesedimentation anzunehmen, nämlich eine erste am Beginn des «oberen Chattiens», der Wintersbergnagelfluhen, und eine zweite am Beginn des Burdigaliens.

Zwischen diesen — auf tektonische Bewegungen im alpinen Hinterland zurückgehenden — Verlagerungsphasen liegen deutlich ausgeprägte Hauptsenkungsphasen, in denen der Trog örtlich ziemlich stabil blieb und sich mit maximaler Geschwindigkeit absenkte, so dass die Sedimentation nur langsam nach NNW vorrückte. Zeitlich ungefähr analoge Phasen hat seinerzeit Kraus (Lit. 103, p. 217) im Allgäu konstatiert.

Aus diesen Gründen können wir uns der seinerzeit schon von C. Schmidt (Lit. 158, Fig. 1 und 2 auf Pl. 12) vertretenen Auffassung, dass die miocänen Nagelfluhen einst über der helvetischen Randzone gelegen haben, nicht anschliessen; auf alle Fälle war das Chattien des engeren Speergebietes nie von Aquitan überlagert; zwischen Aquitan und Alpenrand dürfte ein stampischer Festlandsaum gelegen haben (vgl. auch p. 137 und Fig. 30, p. 138).

2. Über den Mechanismus der Molassedislokation

Beck hatte (Lit. 16, p. 100) auf Grund gewisser Einzelheiten der Isogammenkarte auf einen ursprünglich sehr weit südlich gelegenen Molassesüdrand geschlossen (für die Ostschweiz Linie Ragaz–Tödi); nach diesem Autor soll die Molasse noch heute beträchtlich nach S, vielleicht bis unter die Massive, hinunterreichen (Lit. 16); die Molassedislokation wurde durch die Dislokation der Massive — die im wesentlichen als gewaltige Aufschiebung auf eine nach S einkippende Kontinentalplatte aufgefasst wird — verursacht. Renz (Lit. 140, p. 192) weist darauf hin, dass derartige Überschiebungen des Alpenkörpers über die Molasse nicht ohne weiteres als Normalfall zu betrachten seien, und glaubt im ostschweizerischen Sektor als ursprünglichen Molasse-Südrand etwa die Linie Sennwald–Näfels annehmen zu können. Dazu ist zu sagen, dass Arn. Heim, der eine ähnliche Linie Wildhausermulde–Fliegenspitz annahm (Lit. 76, p. 459), darunter nicht den ursprünglichen Südrand der undislozierten Molasse, sondern denjenigen des nach ihm bereits vor der Brandung der Decken weitgehend dislozierten «Molassegebirges» verstand. Es wurde schon p. 126 erwähnt, dass die Verhältnisse am Molasse-Alpen-Kontakt im ostschweizerischen Sektor nirgends dahin interpretiert werden können, dass die Molasse die Alpen heute noch weit unterteuft: die heutige Südgrenze liegt aller Wahrscheinlichkeit nach keinesfalls wesentlich südlich der Linie Näfels–Sennwald.

Unter Berücksichtigung dieser Punkte lässt sich der Vorgang der Molassedislokation für das Untersuchungsgebiet kurz folgendermassen skizzieren:

Unter der Schubwirkung des in steife Schollen zerbrechenden «autochthonen» Untergrundes (vgl. auch R. Staub, Profile, Lit. 163) und der nach N vordringenden helvetischen Deckenmassen wurden die ursprünglich weit nach Süden reichenden Oligocänschuttfächer sukzessive in Schuppen zerlegt und schliesslich auf den heutigen engen Raum am Nordrand des Helvetikums zusammengedrängt. Die Dislokation begann im Süden mit der Bildung der Alpenrandschubfläche und der Speerschuppe; in einer späteren Phase bildete sich die Tektonik des Speergebietes weiter aus; etwa gleichzeitig wurden dann die nördlicheren steilen Schubflächen angelegt. Ein letzter, relativ unbedeutender Schub veranlasste vor dem miocänen Widerstandszentrum des Hörnli die Entstehung der Randunterschiebung, führte gleichzeitig zu der vor allem im Speergebiet so auffälligen Steilstellung der Schichten und dürfte auch zur Bildung von Detailverstellungen, so von kleinen Längs- und Querbrüchen geführt haben. Bei der Schuppung spielte das Rupélien mit seinen plastischen Grisigermergeln jedenfalls eine wichtige, aber nicht allein ausschlaggebende Rolle.

Wir halten fest: die tektonischen Verhältnisse sprechen auch im ostschweizerischen Sektor gegen eine weitgehende Überschiebung der Alpen auf die Nagelfluhen der subalpinen Molasse. Die alpine Schubmasse drängte die ehemals weit nördlich gelegenen Schuttfächerteile unter Aufsplitterung in Schuppen weit nach Norden, ohne sie wesentlich zu überfahren.

Dass an einzelnen Stellen ausserhalb des Untersuchungsgebietes einzelne Teile der Molasse zurückblieben und überfahren wurden (Val d'Illiez usw.), spielt für unsere Betrachtungen keine Rolle; bezeichnenderweise sind dort keine widerstandsfähigen Nagelfluhmassen im Süden zurückgeblieben. In der ausserschweizerischen subalpinen Molasse ist Weithofer zu ähnlichen Resultaten gelangt. Nach diesem Forscher lag der Südrand der Oligocänmolasse ursprünglich ca. 10—12 km (Lit. 178, p. 118) oder sogar um mindestens 15 km (Lit. 179, p. 363) südlicher als heute; die Oligocänmolasse wurde (Lit. 179, p. 6) von den alpinen Decken vom Untergrunde aufgepflügt, vorgeschoben und in Falten gepresst, ohne dabei jedoch von ihnen überfahren zu werden. Wenn nun neuerdings Richter (Lit. 145, p. 42) darauf hinweist, dass zumindest grosse Teile der unteren Meeresmolasse im Ablagerungsgebiet zurückgeblieben seien, so steht das mit unserer Beobachtung nicht in Widerspruch, dass die Nagelfluhmassen der subalpinen Molasse von den Alpen nicht wesentlich überfahren wurden.

3. Das Alter der Molassedislokation

Am Anfang des Chattien hatte das zu einem grossen Teil bereits fertige alpine Deckengebäude den damaligen Südrand des Molassebeckens erreicht (vgl. R. Staub, Lit. 163). Es erhebt sich nun die Frage, in welcher Weise die Schlussphasen der alpinen Gebirgsbildung mit der Molassedislokation verknüpft sind. In Lit. 140, p. 196 ff. stellt Renz die beiden gegensätzlichen Anschauungen über das Alter der Molassedislokation (Arn. Heim-Kraus und A. Buxtorf) einander gegenüber. Die Ansicht Heims (Lit. 85, p. 227 ff.) — Kraus (Lit. 102, p. 218 ff.) — der Mehrphasigkeit der Molassefaltung mit starker Betonung einer chattisch-aquitanen Hauptphase wird von Renz mit dem Hinweis auf das Fehlen von Diskordanzen innerhalb der Molasseablagerung abgelehnt und statt dessen eine einzige Hauptdislokationsphase angenommen, die in Übereinstimmung mit früheren Autoren in die nachtortonische Zeit verlegt wird. H. Renz wie Arn. Heim (Lit. 77 und 85) ziehen aus der Erkenntnis, dass die Molassedislokation offenbar auf tiefgreifende «zentralmassivische» Kräfte zurückgeht, den Schluss, dass dieselbe vor dem «Abgleiten und der Brandung» der Helvetiden erfolgte, wogegen nach A. Buxtorf beide Vorgänge gleichzeitig und unmittelbar miteinander verknüpft wären (vgl. z. B. Lit. 31, p. 39).

Ich konnte in meinem Untersuchungsgebiet die Renzsche Annahme (Lit. 140, p. 196 ff.) bestätigen, dass Winkeldiskordanzen im Stampien und Aquitan der subalpinen Molasse der Ostschweiz fehlen. Insbesondere können die Lagerungsverhältnisse am Südrand der Zone der granitischen Molasse (I auf Tafel I) nicht im Sinne eines Pseudodiapirs (vgl. p. 6 ff.) gedeutet werden. Es wäre aber an und für sich nicht ganz ausgeschlossen, dass z. B. eine Winkeldiskordanz an der Obergrenze des Aquitans für das Gebiet südlich der Randunterschiebung, d. h. für die subalpine Molasse, vorhanden wäre. Durch direkte Beobachtung ist dies nicht abzuklären, da das burdigale Alter des Sommersberges (Gäbriszone s. l., vgl. auch Tafel I, II *d*) zu wenig gesichert ist. Als indirekte Anzeichen für eine solche Diskordanz und damit für die Existenz einer bedeutenden intramolassischen Dislokationsphase hätten wir in erster Linie Umlagerungen von älterer Molasse (nach unserer Annahme stampischer und aquitaner) in jüngere (burdigale oder noch jüngere) zu betrachten.

Im folgenden suche ich den Beweis zu führen, dass Umlagerungen der genannten Art innerhalb meines Untersuchungsgebietes nicht stattgefunden haben.

Wäre die — wie oben ausgeführt wurde, mit einem bedeutenden Horizontaltransport verbundene — Schuppung (tektonische Zusammenstauung) der oligocänen Molasse noch zu einem wesentlichen Teil

während der Molassezeit vollendet gewesen, so müssten beträchtliche Umlagerungen von bereits verfestigten Molassesedimenten stattgefunden haben. Alle Anzeichen deuten nämlich darauf hin, dass die so beträchtliche Verfestigung und die starke Klüftung der Gesteine (insbesondere der Nagelfluhen und der Sandsteine) der subalpinen Molasse während der Hauptdislokation und nicht etwa später entstanden ist. Mit einer späteren Diagenese oder mit einer Hebung über den Grundwasserspiegel, wie dies Kraus (Lit. 103, p. 221) postuliert, kann sie nicht in Zusammenhang gebracht werden.

Wäre dies der Fall, so wäre nicht verständlich, warum die Kluftsysteme der Gesteine der subalpinen Molasse (Scherklüftung, Druckklüftung) und die Schieferung der Mergel mit den Lagerungsverhältnissen in sehr enger geometrischer Beziehung stehen.

Die ungefähr horizontal gelagerten Ablagerungen der mittelländischen Molasse wie auch alle übrigen mir bekannten, ausserhalb des Bereiches des alpinen Tangentialdruckes gelegenen, horizontal gelagerten Mergel-Sandstein-Nagelfluh-Ablagerungen miocänen oder oligocänen Alters zeigen keine Klüftung, die mit derjenigen der subalpinen Molasse vergleichbar wäre. Auch die Verfestigung der Miocännagelfluhen ist im Bereiche horizontaler oder fast horizontaler Lagerung eine sehr viel geringere als die der teilweise nur wenig älteren der subalpinen Molasse. Sie ist so gering, dass diese Nagelfluh beim rezenten Flusstransport sofort in Einzelgerölle zerfällt. Dies war auch offenbar beim (diluvialen) fluvio-glazialen Transport der Fall.

Die Beziehung zwischen Verfestigung, Klüftung und Tektonik ist z. B. am Südrand des Hörnlifächers deutlich festzustellen; die dort anstehenden, 10—25° NNW-fallenden Miocännagelfluhen zeigen schon eine merklich stärkere Verfestigung als die nördlich anschliessenden, flacher einfallenden Nagelfluhen.

Wenn wir nun nach Anzeichen für intramolassische Umlagerungen bereits verfestigter Molassesedimente suchen, so ist das Ergebnis recht bescheiden. Alle diesbezüglichen Bemerkungen in der Literatur (Gutzwiller, Lit. 62, p. 23, Fröhlicher, Lit. 53, p. 24, u. a.) halten genauerer Nachprüfung nicht stand. Damit fehlen aber auch die Voraussetzungen für die Annahme eigentlicher intramolassischer Faltungen oder gar Schuppungen im Sinne von Arn. Heim (Lit. 83, p. 228).

Dass aber die ersten Anfänge der Dislokation, schwache Aufrichtung am Südrand des Molassetroges und eventuell auch sehr weitwellige Verbiegungen innerhalb desselben, im Bereiche der späteren tektonischen Hauptlinien, noch in die Molassezeit zu datieren sind, dafür sprechen u. a. die folgenden Überlegungen:

Umlagerung unverfestigter Molassenagelfluh, d. h. von Einzelgeröllen, fand wahrscheinlich nicht nur innerhalb der einzelnen Nagelfluhkomplexe einer Serie (vgl. p. 46) statt, sondern auch nachträglich in dem Sinne, dass ältere Molasse«schotter» in beträchtlich jüngere Molasse«schotter» umgelagert wurden. Diese Möglichkeit wird von verschiedenen Autoren diskutiert, so von Cadisch (Lit. 39, p. 116): «Die nur quantitative Änderung in der Zusammensetzung der Nagelfluh bis zum Torton hinauf spricht für weitgehende Umlagerung», ferner von Kraus (Lit. 103, p. 213); nach diesem Autor zeigen die tortonischen Nagelfluhen der Allgäuermolasse beigemischte Nagelfluhen der oligocänen Nagelfluhen der südlichen Allgäuermolasse, d. h. der subalpinen Molasse. Schon die burdigalen Nagelfluhen sollen z. T. aus umgelagerter Aquitannagelfluh der subalpinen Molasse bestehen. Auch H. Renz bemerkt an einer Stelle (Lit. 139, p. 82), dass die Kalksandsteine der Gäbriszone wohl Umlagerungsprodukte südlicher gelegener (älterer) Kalknagelfluhen sein könnten. In vorliegender Arbeit wurden derartige Umlagerungen aus der südlichen Randfazies des Aquitans der Kronbergzone beschrieben (vgl. p. 137 und Fig. 30, p. 138); es wurde wahrscheinlich gemacht, dass die Gerölle der «Begleitnagelfluhen» der Riesenkonglomerate aus noch unverfestigter, stampischer Nagelfluh der Speerzone umgelagert sind.

Im allgemeinen muss aber die Quantität der umgelagerten Gerölle im Vergleich zu der der neuzugeführten ziemlich gering gewesen sein; sonst wäre es schwer zu verstehen, warum die Geröllzusammensetzung der verschiedenaltrigen Nagelfluhen nicht nur quantitativ, sondern, wie die genauere Geröllanalyse zeigt, auch weitgehend qualitativ verschieden ist. Ferner wäre es bei einem als gross angenommenen Umfang solcher Umlagerungen nur schwer verständlich, warum gewisse Geröllarten der aquitanen Kronbergnagelfluh, z. B. Tristelkalke, in Teilen des Hörnlifächers (vgl. Lit. 113) vollständig fehlen.

Legen somit auch die Verhältnisse meines Untersuchungsgebietes den Schluss nahe, dass die Hauptdislokation der subalpinen Molasse der Ostschweiz zweifellos vollständig in die nachmolassische Zeit fällt, so bleibt doch noch die Frage, ob diese Dislokation wirklich älter ist als die «Überschiebung (Abgleiten) der helvetischen Decken in bzw. über die Depressionszone hinaus» (Renz, Lit. 140, p. 202).

Die Ausführungen dieses Kapitels (p. 139 ff.) machen es wahrscheinlich, dass dies nicht anzunehmen ist. Wir müssen mit Buxtorf (Lit. 31) beide Vorgänge als gleichaltrig betrachten; allerdings betrachte ich die zentralmassivischen Schubkräfte als Hauptursache der Molassedislokation oder besser als gemeinsame Triebkraft für die «mise en place» der Helvetiden und der subalpinen Molasse zugleich. Die Schlussphase der «mise en place» der Helvetiden, die sog. Brandung, ist zeitlich der letzten Phase der Molassedislokation gleichzusetzen, welche sich u. a. in vermehrter Steilstellung, Entstehung von Detailverstellungen und Bildung der Randunterpressung äusserte.

4. Bemerkungen zum Problem der «alten Erosion»

Die Erklärung gewisser Unregelmässigkeiten des Südrandes der subalpinen Molasse durch die Annahme alter, d. h. tertiärer Erosion und nachfolgendes Ausfüllen der «Erosionsnischen» durch die alpinen Randelemente geht auf Arn. Heim (Lit. 77) zurück. In neuester Zeit wurden u. a. von Renz (Lit. 140, p. 199 ff.) eine ganze Reihe von «Erosionsnischen», auch solche innerhalb der subalpinen Molasse, namhaft gemacht. Nach Haus (Lit. 71, p. 514) ist der Bauplan der subalpinen Molasse überhaupt und der Verlauf des Alpenrandes im speziellen weitgehend durch «alte Erosion» bestimmt. Diese Autoren gehen von der Vorstellung aus, dass der Südrand eines gehobenen, gefalteten oder geschuppten Molasselandes aberodiert wurde; nach Renz (Lit. 140, p. 202) hätten sich dabei die Abtragungsprodukte in einer heute unter der helvetischen Randkette gelegenen altpliocän-pleistocänen südlichen Längsfurche gesammelt. Bei der Dislokation sollen dann nach der Annahme der genannten Autoren die alpinen Randelemente die erwähnte Erosionsfläche selbst als Gleitfläche benutzt haben (vgl. z. B. Arn. Heim, Lit. 79, p. 639, Lit. 85, p. 227, und Renz, Lit. 140, p. 193). Die Vorsprünge und Einbuchtungen des Alpenrandes (im Grundriss und im Profil) würden nach dieser Erklärung mit Unregelmässigkeiten des Verlaufes der betreffenden Erosionsfläche zu erklären sein.

Demgegenüber hatte A. Buxtorf schon in Lit. 30, p. 18, und besonders in Lit. 31, p. 40, die Ansicht vertreten, dass die westliche Begrenzung des Gersauer Rigispornes, d. h. das rasche Nach-N-Vordrängen des Alpenrandes im Raume Vitznauerstock–Bürgenstock (durch welches die Rigimasse nach W hin abgeschnitten wird) durch tektonische Abschürfung der westlichen Fortsetzung der Riginagelfluh entstanden ist. Für den Fall des Pfingstbodensporns (Profil 11) habe ich die Möglichkeit einer tektonischen Entstehungsursache 1937 (Lit. 64) ebenfalls offengelassen und 1938 ausdrücklich die Möglichkeit verworfen, dass die tektonische Begrenzung desselben ursprünglich eine alte Erosionsfläche gewesen sei (Lit. 66 und 67). Der Pfingstbodensporn und die anderen, kleineren Vorsprünge und Einbuchtungen der Weissbach-, Luthern- und Tanzbodenaufschiebung sowie des Alpenrandes wären danach in ihrer Ausgestaltung rein tektonischer Natur. Neuerdings (Lit. 35, p. 148) kommt auch A. Buxtorf auf seine frühere Ansicht zurück; er erwägt anlässlich der Neuaufnahme der luzernischen subalpinen Molasse den Gedanken, ob nicht manche Erosionsnischen in Wirklichkeit «tektonisch entstanden wären bei der Aufschürfung der subalpinen Molasse».

Auf Grund der Detailaufnahme des Untersuchungsgebietes und kursorischer Begehungen benachbarter Gebiete komme ich auch heute, wie schon 1938, zum Schluss, dass es in der ostschweizerischen subalpinen Molasse keine Schubflächen gibt, die zugleich alte Erosionsoberflächen darstellen würden. Alle die in Frage kommenden Schubflächen sind in ihrer Ausgestaltung rein tektonischer Natur; alte Erosion hat höchstens an einigen Stellen indirekt auf den Verlauf des Ausbisses der werdenden Schubfläche eingewirkt. Innerhalb des Untersuchungsgebietes dürfte jedoch der Verlauf der Hauptschubflächen südlich der Kronbergzone s. str. durch andere Faktoren wesentlich beeinflusst worden sein. Eine solche Beeinflussung ist insbesondere zu erkennen an der Südgrenze der Kronbergzone s. str. (Weissbachaufschiebung, Luthernaufschiebung) und am Alpenrand. Sie gibt sich dadurch zu erkennen, dass die eben genannten Schubflächen im grossen ganzen (im Falle der Weissbachaufschiebung sogar sehr weitgehend) einer Linie folgen, die mit dem «alpenwärtigen Rand» der Nagelfluhen (vgl. auch Fig. 30, p. 138 und p. 59), d. h. mit der alpenwärtigen Begrenzung der Nagelfluhstromrinnen zusammenfällt. Dies hat seinen Grund wahrscheinlich darin, dass innerhalb der mechanisch starren Gebilde, d. h. der Nagelfluhen, die Bildung einer Schubfläche sehr erschwert war. Die genannte Beziehung ist besonders

deutlich am Südrand der Kronbergzone s. str. Aber auch die tektonische Südgrenze des Speerfächers, d. h. der heutige Alpenrand, folgt zumindest zwischen Speergebiet und Stockberg (Riesepass) einer Linie, die durch ähnliche seitlich-alpenwärtige Auskeilungen vorgezeichnet ist. Ähnliches dürfte auch für den Alpenrand im westlichen Nachbargebiet (Niederurnen–Melchterli, S der Linthebene) zutreffen. Auch eigentliche Nagelfluhsporne mögen ihre tektonische Umgrenzung wenigstens teilweise diesem Übergang von Nagelfluh in Mergel verdanken, der sich zu beiden Seiten des Sporns vollzieht. Was den Pfingstbodensporn anbetrifft, so wurde oben bereits auf den sich auf der Ostseite des Spornes von W nach E hin sehr rasch vollziehenden Übergang von Nagelfluhen in Mergel hingewiesen. Der Verlauf der Weissbachaufschiebung auf der Ostseite dieses Spornes ist damit zur Genüge erklärt; weniger leicht verständlich ist das sehr plötzliche Nach-N-Vorstossen der Luthernaufschiebung auf der Westseite des Spornes; es kann durch Auskeilung von Nagelfluhen nicht erklärt werden, sondern dürfte durch tektonische Ausschürfung entstanden sein, welche durch die starke Scherklüftung erleichtert wurde. Eine Beeinflussung des Ausbisses der Schubfläche durch präexistierende morphologische Formen liesse sich eventuell für die eben genannte Westgrenze des Pfingstbodenspornes annehmen, ist aber nicht sicher zu beweisen.

VII. Kurze Zusammenstellung einiger Ergebnisse

A. Stratigraphie

Die Zone der granitischen Molasse (I auf Tafel I) ist gekennzeichnet durch den Wechsel von oft mächtigen granitischen Sandsteinbänken, untergeordneten Kalksandsteinbänken und Mergeln; die letzteren sind zumeist graugrünlich, viel seltener auch violettrot gefärbt. Der granitische Sandstein des Rickengebietes enthält kleine Nagelfluheinschaltungen, die als östliche Ausläufer der Nagelfluhen des Hohe-Rone-Schuttfächers (nach der Hohen Rone, südlich des Zürichsees) zu betrachten sind.

Der innerhalb des Untersuchungsgebietes gelegene westliche Teil der Gäbriszone s. l. (II auf Tafel I) zeigt im wesentlichen folgenden stratigraphischen Aufbau:

a) Eine nördliche Serie limnoterrestrischen Stampiens (= Chattien), die sich in eine tiefere, meist mergelreiche Teilserie (II *a* auf Tafel I; Zone der Teufelsmauern) und in eine höhere, kalksandsteinreichere Teilserie (II*b* auf Tafel I; Zone des Appenzellersandsteins) gliedert; die letztere ist hier tektonisch stark reduziert;

b) eine durch Führung kristallingeröllführender Kalknagelfluhen und bunter Nagelfluhen gekennzeichnete Aquitanserie (II *c* auf Tafel I). Im Gegensatz zu weiter östlich gelegenen Teilen der Gäbriszone fehlen dieser Serie die jüngeren Schichten infolge junger Abtragung; im Neckertal gehen die Nagelfluhen nach W zu teilweise in granitischen Sandstein über;

c) eine südliche Chattienserie, ähnlich wie *a)*, aber mit vereinzelten Kalknagelfluheinstreuungen. Diese Chattienserie (Zone von Salomonstempel, II*f* auf Tafel I) fehlt zwischen Necker- und Urnäschtal tektonisch; sie erreicht westlich des Neckers eine beträchtliche Breite.

Die Kronbergzone s. l. (III auf Tafel I) nimmt mehr als die Hälfte des Untersuchungsgebietes ein. In ihrem stratigraphischen Aufbau entspricht sie weitgehend der Gäbriszone s. l. Es lassen sich auseinanderhalten:

a) Eine nördliche Chattienserie (III*a* auf Tafel I). Dieselbe lässt sich von unten nach oben gliedern in 1. Untere Bunte Molasse («Molasse Rouge»-Mergelfazies; nur oberste Schichten sichtbar); 2. Ebnaterschichten (Kalksandstein-Mergel) und 3. Wintersbergschichten (Kalknagelfluh-Kalksandstein-Mergel). Die Kalknagelfluh der Wintersbergschichten ist als oberste Nagelfluh der Speerschüttung zu betrachten (in der Speerzone selbst kam sie nicht mehr zur Ablagerung); sie geht nach E und N zu in Kalksandstein über. In der Gäbriszone s. l. dürften ihr die Appenzellersandsteine entsprechen;

b) eine Aquitanserie (III *b* auf Tafel I) mit ähnlichen Nagelfluhen wie in der Gäbriszone s. str. (Zone II *b* auf Tafel I). Die Untergrenze des Aquitans liess sich durch Funde von Gastropoden (Land- und Süsswasserschnecken) paläontologisch ziemlich scharf festlegen; sie liegt bedeutend tiefer als bisher angenommen (von einigen Autoren wurde die Kronbergzone s. str., III *b* auf Tafel I, bisher noch ganz ins Stampien gestellt). Nach W zu liess sich das unterste Aquitan noch bis auf den Bergkamm E der Linthebene verfolgen. Die höchsten Schichten sind nur im Pfingstbodengebiet (Profil 11) vorhanden. Sie bestehen am Westabsturz des Pfingstbodens zu 100 % aus Nagelfluh mit einzelnen besonders grossen Blöcken (vgl. z. B. Fig. 8, p. 51, und Fig. 9, p. 52); wir müssen deshalb annehmen, dass die Pfingstbodennagelfluhen in der eigentlichen Wurzel des Kronbergschuttfächers liegen. Im Text wird wahrscheinlich gemacht, dass diese Schuttfächerwurzel im älteren Aquitan noch weiter im SSE lag und dann allmählich vorrückte. Eine besondere Fazies des Aquitans liegt beidseits des Pfingstbodens am südlichen, alpenwärtigen Rand des Kronbergschuttfächers (südliche Randfazies). Sie ist gekennzeichnet durch gelbe, weiche Mergel mit Einstreuung von rinnenartig eingelagerten Kalknagelfluhen (Rinnennagelfluhen von Lokalcharakter). Zwischen Thurtal und unterem Weissbachtal finden sich unter diesen Rinnennagelfluhen eigentliche «Riesenkonglomerate», deren Gerölle aus dem nahegelegenen, tektonisch aktiven Flyschhinterland stammen. Die südliche Randfazies ist im zentralen Teil (Profile 10—12) nur in den höchsten Schichten (Ostseite des Pfingstbodens) entwickelt. Weiter nach ENE und WSW zu greift sie jedoch in immer tiefere Schichten, W der Thur schliesslich bis ins unterste Aquitan hinab. Die Existenz einer südlichen Randfazies lässt weitgehende paläogeographische Schlüsse zu (vgl. z. B. Fig. 30, p. 138, und Text, p. 137 ff.); ganz ähnliche Bildungen an analoger Stelle wurden auch von anderen Schuttfächern namhaft gemacht;

c) eine südliche Zone limnoterrestrischen Stampiens (Chattien) mit Kalknagelfluh und, im liegenden Teil, auch mit bunten Mergeln (Zone III *c* auf Tafel I).

Die stratigraphische Serie der Speerzone s. l. (IV auf Tafel I) besteht aus marin-brackischem Unterstampien (Rupélien, unten) und limnoterrestrischem Stampien (Chattien, oben).

Das marin-brackische Stampien ist sowohl in der Speerschuppe als auch in der Schorhüttenbergschuppe und der Kräzerlischuppe vorhanden. Es zeigt die typische Zweiteilung in Tonmergel («Grisigermergel», unten) und Sandstein («Horwerplatten», oben). In den Grisigermergeln fanden sich Fischschuppen (darunter solche von *Clupea longimana* Heckel), «*Cyrenen*», kleine *Cardien* usw. Die z. T. ebenfalls noch brackische Fossilien («Cyrenen», Cardien) führenden Horwersandsteine, teilweise in der Fazies der eigentlichen Horwerplatten, bilden einen gut verfolgbaren Leithorizont (vgl. Fig. 15, p. 93).

Das limnoterrestrische Stampien (Chattien) ist unvollständig erhalten; ein oberer Teil desselben (wahrscheinlich das Äquivalent der Wintersbergschichten und eines Teils der Ebnaterschichten) fehlt. Innerhalb des Speerschuttfächers lassen sich ausser der Hauptschüttung des Speers selbst noch weitere, kleinere «Spezialschuttfächer» feststellen (Stockberg-Schuttfächer; Leuenfall-Nagelfluh), ferner als Kuriosum am Stockberg-Nordfuss in der Grenzregion Rupélien-Chattien noch eine besondere, aus bunter Nagelfluh mit interessanten Tertiärgeröllen bestehende Schüttung. Der Stockberg-«Spezialschuttfächer» selbst setzt erheblich später ein als die zentrale Speerschüttung; deshalb ist am Stockberg-Nordhang zunächst über dem Rupélien Untere Bunte Molasse (Molasse Rouge) entwickelt.

Der limnoterrestrische Charakter der Fazies des Chattiens und des Aquitans aller Zonen des Untersuchungsgebietes wurde eindeutig festgestellt. Es wurde gezeigt, dass das Vorkommen von Glaukonit in den Sandsteinen auf Umlagerung aus harten, glaukonitreichen Nagelfluhgeröllen zurückzuführen ist. Auch die Bedeutung der Kreuzschichtung und der Kegelwülste als Lagerungsindiz wurde hervorgehoben. Die Untersuchung zahlreicher Schwereminералproben ergab als neuen Gesichtspunkt, dass Staurolith innerhalb des Kronbergschuttfächers einen gewissen Leitwert besitzt, und führte auch in bezug auf das Auftreten von Turmalin, Disthen und Epidot zu neuen Resultaten.

B. Tektonik

Am Nordrand des Untersuchungsgebietes liegt die mittelsteil NNW-fallende Zone der granitischen Molasse (I auf Tafel I; vgl. auch Fig. 1, p. 5). Sie bildet den Südrand der aufgerichteten mittelländischen Molasse und ist von der eigentlichen subalpinen, d. h. stark dislozierten Molasse durch eine im N von sekundären Ruschelzonen begleitete Randunterschiebung getrennt. Die Entstehung derselben denken wir uns so, dass während einer letzten Dislokationsphase die duktileren, mergelreichen stampischen (chattischen) Schichten unter die aquitane Zone der granitischen Molasse (die hier mit den überlagernden miocänen Hörnlinagelfluhen gewissermassen eine mechanische Einheit bildete) hineingepresst wurden.

Das bisher als «Hauptantiklinale» bezeichnete tektonische Element ist nur im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes nachzuweisen. Die Kernstörung der «Hauptantiklinale» (A_1, vgl. Tafeln II und IV) und damit auch die Antiklinale als solche hört SW Hemberg auf, da dort der Nordflügel der A_1 mit dem Nordflügel der Antiklinale A_2 verschmilzt (vgl. Tafeln II, IV und I). Erst bei Gommiswald (SW des Regelsteins, vgl. Tafel II) sind wieder Anzeichen einer Antiklinale festzustellen; sie können als westliches Äquivalent der ostschweizerischen A_1 betrachtet werden.

Im Kern der Synklinale S_1 verläuft keine bedeutende Aufschiebung. Da die beiden Aquitanserien beidseits dieses Synklinalkerns im Neckertal fast gleich mächtig sind und sich gegen SW zu fast gleichzeitig axial herausheben, kann im Kern höchstens eine ganz unbedeutende Störung vorhanden sein. Innerhalb der Aquitanserie der Zone Gäbris-Süd (II *e* auf Tafel I), S des Synklinalkerns, lassen sich bedeutendere Störungen erst weiter östlich, im Zwieslenbachgebiet, nachweisen. Die «Stossaufschiebung» von H. Renz (Lit. 139) setzt sich nicht bis an den Necker fort.

Zusammenfassend stellen wir fest, dass im Thur-Regelsteingebiet, d. h. ausserhalb des Bereiches der Gäbrisnagelfluhzone, auch die Gäbrisschuppe nicht mehr vorhanden ist. Das westliche Äquivalent derselben erscheint erst wieder im engeren Bereiche der Hohe-Rone-Nagelfluhen (Hohe-Rone-Schuppe).

Der Kern der ostschweizerischen Antiklinale A_2 verläuft über 1 km weiter nördlich, als bisher angenommen worden ist, da die bisher als überkippter Nordflügel dieser Antiklinale betrachteten Serien in Wirklichkeit bereits zum Südflügel gehören; den Beweis hiefür lieferten Schichtungsmerkmale (Kreuzschichtung, Kegel- und Rutschungswülste) der Sandsteine. Im Kern selbst verläuft eine bedeutende, sehr steil (um 85°) SSE-fallende Aufschiebung (vgl. Tafeln II und IV: A_2). Nach W zu lässt sich die A_2 ins Thurtal hinüber verfolgen, das sie N Kappel kreuzt. In diesem Gebiete und weiter westlich, wo sie N des Regelsteins dicht an die Randunterschiebung herantritt, wurde sie bisher allgemein als Fortsetzung der «Hauptantiklinale» (A_1) betrachtet. Dies hat sich jedoch, wie oben bereits gezeigt, als nicht zutreffend herausgestellt. Im Regelstein- und Thurgebiet ist der Aufschiebungsbetrag der A_2 geringer als weiter östlich.

Die Synklinalstörung des Kaltbrunner-Dorfbaches (Giegenbach-Synklinale; GS auf Tafeln II und IV) und die südlich benachbarte Breitenau-Antiklinale (BrA auf Tafeln I und II) lassen sich dementsprechend nicht mit der ostschweizerischen Synklinale S_1 und der Antiklinale A_2 identifizieren. Wie aus Tafeln II, IV und I zu ersehen, geht die Giegenbach-Synklinale nach E zu in den nördlichen, die Breitenau-Antiklinale in den südlichen Streichknick der Toggenburgerflexur der Kronbergzone über. Die Entstehung dieser Streichflexur ist zu einem grossen Teil auf die «geringe Faltbarkeit» der mächtigen Kronbergnagelfluhmasse zurückzuführen.

Am Südrand der Kronbergzone s. l. liegt eine komplex gebaute, chattische Quetschzone (Zone Kronberg-Süd; III *c* auf Tafel I), die längs der Tanzbodenaufschiebung und ihrer östlichen Fortsetzung, der Luthernaufschiebung, auf die Kronbergzone s. str. (III *b*) und, ganz im W, auf die nördliche Chattienserie (III *a*) der Kronbergzone aufgeschoben ist.

Westlich der Linth setzt sich die nördliche Chattienserie (III *a*) der Kronbergzone in die Rigiserie fort; die Kronbergschuppe mit ihren basalen Komplikationen W der Thur (Kronbergzone s. l.) ist im Sinne von R. Staub (Lit. 163) als östliche Fortsetzung der Rigischuppe, evtl. samt deren nördlichem Randelement, der Grindeleggschuppe, aufzufassen.

Die Speerzone s. l. bildet, als Ganzes betrachtet (wenn wir von ihrem östlichen Anhängsel, der vor dem Fähnernflysch entwickelten Hirschberg-Schuppenzone und dem Pfingstbodensporn absehen), ein im Grundriss flaches gleichschenkliges Dreieck mit den seitlichen Spitzen beim Sihlsee und bei Weissbad und dem stumpfen Winkel bei Niederurnen-Weesen. Diese flache Dreiecksform ist das durch die Molasseschuppung stark zusammengepresste Abbild der ursprünglichen Begrenzung der zentralen Teile des Speerschuttfächers.

Die schon 1938 (Lit. 66) vom Verfasser aufgestellte Schorhüttenbergschuppe (IV *a*—IV *c* auf Tafel I) liess sich bis zur Linthebene verfolgen. Sie ist längs der Schorhüttenbergaufschiebung auf den Südrand der Kronbergzone aufgeschoben. Das Rupélien (IV *a* auf Tafel I) dieser Schuppe liess sich bis ins Tal des Wengibaches verfolgen; dort taucht es axial nach SW unter.

Die Kräzerlischuppe ist längs der Weissbachaufschiebung auf die Kronbergzone s. str. aufgeschoben. Sie gliedert sich durch interne Knickfalten z. T. komplexer Art in eine Kräzerli-Teilschuppe (IV *d* auf Tafel I), eine Leuenfall-Teilschuppe (IV *e* auf Tafel I) und eine Eugsttobel-Teilschuppe (IV *f*—IV *g* auf Tafel I). Rupélien tritt nur in der Eugsttobel-Teilschuppe auf.

Die Speerschuppe (IV *h*—IV *i* auf Tafel I) liess sich nach E zu bis in die Gegend von Gemeinenwesen (SE Kräzerli) verfolgen. Als östliches Äquivalent der Speerschuppe kann man den Rupélienzug oberes Rachentobel–Weissbad (IV *h*) betrachten. Die auffallende Steilstellung der Nagelfluhen der Speerschuppe N des Mattstockes und in der vorgelagerten Schorhüttenbergschuppe dürfte während einer letzten Schubphase entstanden sein. Zwischen der Masse der Speernagelfluhen im W und dem aquitanen Nagelfluhzentrum der Kronbergzone im Pfingstbodengebiet stösst der vom Blässkopf bis zum Stockberg reichende Teil der Speernagelfluhzone bogenförmig nach NNW vor.

Weissbachaufschiebung und Luthernaufschiebung folgen im grossen ganzen einer Linie, die mit dem alpenwärtigen Rand der Schotter-Stromrinnen des Kronberg-Schuttfächers zusammenfällt. Ebenso folgt der Alpenrand zwischen Speer und Stockberg weitgehend einer Linie, die mit dem alpenwärtigen Rand der Schotter-Stromrinnen des Speer-Schuttfächers zusammenfällt. Aus diesem Grund ist die südliche Randfazies dieser Schuttfächer auf die nördliche Nachbarschaft der betreffenden Schubflächen beschränkt.

Die tektonische Analyse der subalpinen Molasse des Untersuchungsgebietes führt zur Annahme eines sehr beträchtlichen tektonischen Horizontaltransportes insbesondere der Speerzone s. l. während der Molassedislokation.

Anhang

Tabellen über Nagelfluhzählungen, Sandstein- und Schwereminerał-Untersuchungen

Verzeichnis der Tabellen 1—17

I. Nagelfluhzählungen (Tabellen 1—6) Seite

Verzeichnis der Lokalitäten der Nagelfluhzählungen 153

Tabelle 1. Nagelfluhzählungen 1—11 (Kronbergzone) 154

Tabelle 2. Nagelfluhzählungen 12—23 (Zone Kronberg-Süd [12], Speerzone s. l. [13—23]) 155

Tabelle 3. Zählung Nr. 1, Gubelspitz (Kronbergzone, Chattien) 156

Tabelle 4. Zählung Nr. 8, Hübschholz (Kronbergzone, Aquitan) 156

Tabelle 5. Zählung Nr. 18, Rietbadtobel (Speerzone, Chattien) 157

Tabelle 6. Zählung Nr. 23, Mattalp (Speerzone, Chattien) 157

II. Sandstein-Untersuchungen (Tabelle 7) 158

Tabelle 7. Quantitative Dünnschliff-Untersuchungen an Sandsteinen 158

III. Schwereminerał-Untersuchungen (Tabellen 8—17) 159

Verzeichnis der Probeentnahmestellen für Schwereminerał-Untersuchungen 159

Tabelle 8. Steintal-Querschnitt 161

Tabelle 9. Pfingstboden-Querschnitt 161

Tabelle 10. Thur-Querschnitt, grobe Fraktion 162

Tabelle 11. Thur-Querschnitt, feine Fraktion 163

Tabelle 12. Urnäsch-Querschnitt, grobe Fraktion 164

Tabelle 13. Urnäsch-Querschnitt, feine Fraktion 164

Tabelle 14. Potersalp-Querschnitt, grobe Fraktion 165

Tabelle 15. Potersalp-Querschnitt, feine Fraktion 165

Tabelle 16. Eugsttobel-Rachentobel-Gebiet, grobe Fraktion 166

Tabelle 17. Eugsttobel-Rachentobel-Gebiet, feine Fraktion 166

A. Bemerkungen zu den Tabellen 3—6 (Nagelfluhzählungen Nrn. 1, 8, 18 und 23)

Es wurden je 200 Gerölle ausgezählt.

Die Tabellen sind Nagelfluhanalysen, bei denen folgende Elemente berücksichtigt wurden: Geröllart, Geröllgrössen, Geröllform und -rundung. Es können daraus folgende Daten direkt abgelesen werden:

1. Prozentualer Anteil der einzelnen Geröllarten innerhalb der ganzen Zählung.
2. Prozentualer Anteil der einzelnen Geröllarten innerhalb der einzelnen Grössenklassen.
3. Prozentualer Anteil der einzelnen Grössenklassen innerhalb der gesamten Zählung.
4. Mittlere Form und mittlere Rundung sämtlicher Geröllarten.
5. Mittlere Form und mittlere Rundung sämtlicher Geröllarten innerhalb der einzelnen Grössenklassen.
6. Mittlere Form und mittlere Rundung der einzelnen Geröllarten innerhalb der ganzen Zählung.
7. Mittlere Form und mittlere Rundung der einzelnen Geröllarten innerhalb der einzelnen Grössenklassen.

Von der Aufstellung einer «mittleren Geröllgrösse» wurde abgesehen; hierfür müssten auch die kleinsten und gröbsten Gerölle in die Zählung miteinbezogen werden, was aus praktischen Gründen nicht möglich ist. Die zahlenmässige Beteiligung der einzelnen Grössenklassen am Gesamtgeröllbestand kann aus den Tabellen ohne weiteres abgelesen werden.

1. Geröllgrössenklassen

Es wurden folgende Geröllgrössenklassen ausgeschieden und untersucht:

I. Gerölle mit grösstem Durchmesser (a) unter 30 mm bis hinab zu haselnussgrossen,
II. Gerölle mit a = 30—74 mm,
III. Gerölle mit a = 75—119 mm,
IV. Gerölle mit einem grössten Durchmesser von über 120 mm (praktisch bis zu ca. 200 mm).

Diese Intervallbildung eignet sich recht gut für manche Molassenagelfluhen [1]).

Eine Miteinbeziehung der kleinsten und eine gebührende Berücksichtigung der grössten Gerölle in den Zählungen, die im Interesse einer vollständigen Nagelfluhanalyse gelegen wäre, lässt sich bei unsern relativ grobgerölligen Nagelfluhen vor allem deshalb nicht durchführen, weil für die Erfassung genügend zahlreicher grosser Gerölle eine Auszählung von über 100 kg Geröllen notwendig wäre, wozu im Felde die Zeit fehlt. Angesichts der Bedeutung der grossen Gerölle als dem Volumen nach auffälligste Bestandteile unserer Nagelfluhen sowie als Leitgerölle ist es jedoch für den Feldgeologen unerlässlich, für dieselben ein besonderes, auf Schätzung beruhendes Häufigkeitsschema aufzustellen, also z. B.: Flyschsandkalk $>>$ Kieselkalke $>$ Verrucano $\sim$ Granit $>$ Klippentithonkalk.

2. Form

Die Darstellung der Geröllform geschah nach Zingg (Lit. 183, p. 54). In dem Ausdruck «Form» unserer Tabellen bedeutet die erste der beiden zweistelligen Zahlen das mit hundert multiplizierte Verhältnis b : a, die zweite das mit hundert multiplizierte Verhältnis c : b. — k bedeutet «kugelig», f «flach», s «stengelig» und fs «flachstengelig».

[1]) Sie wurde zuerst von H. Tanner für Geröllzählungen im Hörnlifächer angewendet (persönliche Mitteilung).

3. Rundungsgrad (R)

Krumbein (Lit. 107, p. 64—72) verwendet zur Charakterisierung der Rundung ein auf theoretischer Basis beruhendes visuelles Vergleichsschema. Die Gerölle sind darin in Hauptschnitten gezeichnet. Nach der Anzahl der Zacken dieser Hauptschnitte sind 9 Rundungsklassen unterschieden (1 = schlechteste, 9 = beste Rundung). Unsere Angaben beziehen sich auf diese Krumbeinsche Darstellungsart.

4. Resultate

Bei der prozentualen Beteiligung der einzelnen Geröllarten in den verschiedenen Grössenklassen fällt die schon von Zingg (Lit. 183, p. 117) erwähnte starke Anreicherung der (leicht zerfallenden) Triasdolomite ostalpinen Ursprungs in der kleinsten Grössenklasse (I) auf. Die Triasdolomite weisen ferner durchschnittlich die kugeligsten Formen und die höchsten Rundungsgrade auf, die Hornsteine dagegen ausgesprochen schlechte Rundungsgrade bei relativ kugeligen Formen. Flyschsandsteine und Flyschsand- und Hornsteinkalke besitzen bei mittleren Rundungsgraden relativ flache Formen. In fast allen Fällen besitzt die Grössenklasse I die kugeligeren Formen als Grössenklasse II; dies gilt fast für jede Geröllart. In drei von vier Zählungen sind in Grössenklasse I auch etwas höhere Rundungsgrade vorhanden als in Grössenklasse II. In den Grössenklassen III und IV sind die Formen noch flacher als in Grössenklasse II.

Weitere ähnliche Zusammenhänge werden sich erst nach Vornahme einer grösseren Anzahl von Nagelfluhanalysen deutlich herausstellen. Es wird sich dann auch entscheiden, ob für die Gesamtform- und Rundungswerte der Nagelfluhen ausser dem Dolomitgehalt noch andere Faktoren massgeblich ins Gewicht fallen. Mit Zingg (Lit. 183) erkennen wir mit Sicherheit, dass zwischen Form und Rundung keine nähere Beziehung besteht, und sehen deshalb von der Aufstellung einer Form-Rundung-Relation ab.

B. Bemerkungen zu Tabelle 7 (Sandsteinuntersuchung)

Die vorliegende Tabelle soll über den petrographischen Aufbau von Sandsteinen der subalpinen Molasse und seine Beziehungen zu den Korngrössenverhältnissen Aufschluss geben. Sie basiert auf der Auszählungsmethode mittels des Integrationstisches, welche eine volumetrische Erfassung der verschiedenen petrographischen Bauelemente gestattet.

Ausgemessen wurden die vier Hauptkomponenten Quarz, Hornstein, Kalk und Dolomit sowie das Bindemittel (BM). Da ganz vorwiegend Kalksandsteine und karbonatärmere Sandsteine mit wenig Feldspäten untersucht wurden, sind die letzteren und die übrigen Nebenkomponenten (hauptsächlich Erze und Glimmer) nicht separat ausgeschieden worden (BM inklusive Nebenkomponenten). Das BM wurde in Prozenten des Gesamtvolumens dargestellt. Danach wurde die prozentuale Verteilung der vier Hauptkomponentenarten unter sich festgestellt und in vier Kolonnen festgehalten, von denen jede in drei Teilkolonnen (prozentualer Anteil, maximale Korngrösse M in Millimetern und Rundungsgrade R) aufgeteilt ist.

Die beiden Komponenten Kalk und Dolomit (inklusive dolomitische Kalke) wurden durch Vergleich mit Dünnschliffen von Nagelfluhgeröllen auseinandergehalten. Bei den grob- bis mittelkörnigen Typen, die fast ausschliesslich zur Untersuchung gelangten, ist dies mit genügender Annäherung möglich, bei den feinkörnigen wird man in Zukunft an dieser Stelle zu mikrochemischen Reaktionen greifen (etwa Behandlung mit Eisenchlorid-Schwefelammonium).

Als «Bindemittel» (BM, zweitletzte Kolonne) wurde die feindetritische, kalkig-dolomitisch-sandige Zwischenmasse samt Porenvolumen und Nebenkomponentenarten und sodann das eigentliche, aus neugebildetem Kalkspat bestehende Bindemittel gezählt. Der Anteil des letzteren tritt vielfach stark zurück und konnte nicht ohne weiteres für sich ausgeschieden werden.

In der letzten Kolonne wurde die «mittlere Korngrösse des Quarzes» (MKQ in Millimeter) notiert. Es handelt sich dabei um die geschätzte häufigste Korngrösse von Quarz. Die anderen Hauptkomponentenarten variieren in der Grösse zu sehr, als dass sich eine Ausscheidung einer vorherrschenden Korngrösse rechtfertigen liesse.

Resultate:

Die Darstellungsart erweist sich für grob- und mittelkörnige Sandsteine von dem in der subalpinen Molasse häufigen Typ als gut brauchbar für die zahlenmässige Erfassung der petrographischen Hauptelemente. Der prozentuale Gehalt an Kalkkomponenten ist (abgesehen von besonders quarzreichen Sandsteinen) bei den Proben mit MKQ = 0,25 mm deutlich niedriger als bei den gröberen; die Führung von Dolomitkomponenten sinkt erst bei den feinstkörnigen Typen, vor allem den feinkörnigen Horwersandsteinen, auf sehr niedrige Werte (abgesehen von Nr. 30, die überhaupt einen Ausnahmefall darstellt). In diesen Fällen ist die relative Anzahl der Quarze und Hornsteine recht hoch. Beim Vergleich gleichkörniger Proben sind ursprüngliche Verschiedenheiten in der Zusammensetzung der Kornarten leicht erkennbar. — Die absolut grössten Komponenten sind glaukonitische Flyschsandkalke; sie sind bezeichnenderweise grösser als die Dolomite, die ihrerseits grössere Maxima als Quarz und oft auch als Hornstein erreichen. Weitaus die beste Rundung zeigt sich beim Dolomit. Dieses Resultat korrigiert die Beobachtung von Zingg (Lit. 183, p. 91), nach welcher unter 1 mm nur noch die Kalke gut gerollt sind. Hornsteine und Quarze sind am schlechtesten gerundet, die ersteren zeigen entsprechend ihrer guten Spaltbarkeit öfters einfache, rechteckige Formen, während Quarz die meisten konkaven Flächen aufweist. Bei quarzreichen grobkörnigen Sandsteinen treten die Quarzkörner in zwei vorwiegenden Grössenklassen auf.

C. Bemerkungen zu den Tabellen 8—17 (Schwereminerallen)

Die Schwereminerallführung der Molasse wurde in der Arbeit von A. von Moos (Lit. 132) eingehend behandelt. Über die Schwereminerallführung der subalpinen Molasse im speziellen besitzen wir Angaben von Renz (Lit. 139), Kleiber (Lit. 94) und eine eingehende Arbeit von Andrée (Lit. 2).

Aus allen diesen Arbeiten ist zu entnehmen, was zum Teil auch von den betreffenden Autoren hervorgehoben wird, dass die Schwereminerallführung der subalpinen Molassesandsteine sich für eine stratigraphische Parallelisation über weitere Strecken nicht oder nur beschränkt eignet. Dies ist ja bei der ausgesprochenen Schuttfächerstruktur auch von vorneherein zu erwarten, und es muss die Hauptaufgabe künftiger, möglichst engmaschiger Schwereminerallntersuchungen in der subalpinen Molasse sein, für die einzelnen Schuttfächergebiete charakteristische Mineralkombinationen herauszuarbeiten. Solche Untersuchungen werden vor allem in den Sandsteingebieten und beim Vergleiche von Nagelfluh mit Sandsteinzonen anzuwenden sein, wogegen die Beziehungen der einzelnen Nagelfluhzonen untereinander durch genaue Vergleichung der einzelnen Geröllarten sicherlich bedeutend besser erkannt werden können.

Im Interesse einer maximalen Ausbeute an schweren Mineralien gelangten fast ausschliesslich feinkörnige bis mittelkörnige Sandsteine (mittlere Korngrösse Quarz = 0,1—0,3 mm) zur Untersuchung.

Es wurden folgende Mineralien festgestellt:

Anatas (selten),
Andalusit (sehr selten, nur im Potersalpprofil, Nr. 4),
Apatit (häufig, aber nicht in die Zählungen einbezogen),
Augit (sehr selten, nur im Urnäschprofil, Nr. 17),
Biotit (selten),
Brookit (sehr selten, mit Anatas zusammen gezählt),
Chlorit (mitunter sehr häufig),
Chloritoid (selten),
Disthen (ziemlich selten, aber mitunter als konstanter Nebengemengteil),
Epidot (mitunter häufig),
Erz (sehr häufig),
Granat (sehr häufig, wichtigster Hauptgemengteil),
Hornblende (selten),
Korund (sehr selten, nur im Potersalpprofil, Nr. 10),
Muskowit (mitunter häufig),
Rutil (ziemlich häufig),
Staurolith (häufig, oft Hauptgemengteil),
Titanit (sehr selten, nur im Potersalpprofil, Nr. 14),
Turmalin (häufig, Hauptgemengteil),
Zirkon (häufig, Hauptgemengteil),
Zoisit (mitunter häufig).

Die Herstellung der Präparate erfolgte in der von A. von Moos durchgeführten Weise, mit dem Unterschied, dass die Fraktionen unter 0,2 mm nicht geschlämmt, sondern durch Sieben erhalten wurden. Hierzu wurden zwei Drahtsiebe von 0,2 und 0,1 mm lichter Maschenweite verwendet. So erhielten wir zwei Fraktionen, von denen die grobe von 0,2—0,1 mm reicht und die feine die Korngrössen unterhalb 0,1 mm enthält. Das feinste Material wurde durch Dekantieren entfernt und beim Auszählen der feinen Fraktion noch Kornlängsachsen von 0,05 mm berücksichtigt.

Die Auszählung der Schwereminerallen wurde in beiden Fraktionen separat durchgeführt mit dem Ziel, die verschiedene Beteiligung der einzelnen Mineralarten in den beiden Korngrössenklassen zahlenmässig festzuhalten. Es ergaben sich dabei folgende Resultate:

	Zunahme in der Fraktion 0,1—0,2 mm in % der Fälle	Zunahme in der Fraktion < 0,1 mm in % der Fälle	Praktisch gleich in beiden Fraktionen
Granat	73	19	8
Turmalin	85	10	5
Zirkon	0	98	2
Rutil	8	90	2
Staurolith	52	27	21
Epidot	22	52	26
Magnetit-Ilmenit . . .	27	67	6
Chlorit	88	0	12

Diese auffälligsten Unterschiede in der Korngrösse der verschiedenen Mineralien müssen in den allermeisten Fällen primärer Natur sein, was schon die mikroskopische Beobachtung vermuten lässt. Wäre das unvermeidliche Zerstossen der Proben in dieser Beziehung von wesentlichem Einfluss, so müsste es sich bei den harten Kalksandsteinen viel mehr äussern als bei den weichen tonigen und granitischen Typen, die teilweise fast ohne Druck zerfallen. Dies ist jedoch nicht der Fall; beide Typen ergeben ähnliche Mineralkombinationen.

Als weitere Faktoren für das Mengenverhältnis der verschiedenen Korngrössen kommen in Betracht die Selektion der einzelnen Mineralien nach ihrem spezifischen Gewicht und die Selektion nach ihrer Stabilität. Die Selektion nach dem spezifischen Gewicht müsste sich vor allem darin äussern, dass sich in gut aufbereiteten Sandsteinen, deren Material einen relativ langen Transport hinter sich hat und deshalb meist feinkörnig ist, die spezifisch schwersten und transportresistenten Mineralien, wie Magnetit und Zirkon, anreichern müssten. In der Tat haben unsere feinkörnigen Sandsteinproben (0,1—0,2 mm) im Mittel einen höheren Magnetitgehalt als die mittelkörnigen (0,3 mm) [1]).

Bei der Auszählung verfuhr ich nach folgendem Schema: Es wurden zunächst 100 Körner ausgezählt; hierauf die für die weitere Auszählung nicht in Frage kommenden ausgeschieden und deren prozentualer Anteil in der Rubrik auf der rechten Seite der Tabelle für sich dargestellt. Es handelt sich dabei um Magnetit-Ilmenit, Limonit, Pyrit-Markasit, Chlorit, Muskowit und Biotit. Darauf wurden die durchsichtigen Schwereminerallen im engeren Sinn bis zu einer Anzahl von 300 ausgezählt und deren prozentuale Verteilung ermittelt.

von Moos (Lit. 132) und Kleiber (Lit. 94) hatten seinerzeit auch die Erze (Magnetit-Ilmenit und Pyrit-Markasit) in die engere Auszählung miteinbezogen. Renz (Lit. 139) schied den authigenen Pyrit-Markasit als ungeeignet aus (unregelmässiges, stark schwankendes Auftreten). Wir verzichten aus dem gleichen Grunde auch auf eine Einbeziehung des (allothigenen) Magnetit-Ilmenits in die Gruppe der Schwereminerallen im engeren Sinn.

Auf eine spezielle Mineralbeschreibung konnte verzichtet werden; man findet derartige Beschreibungen bei von Moos (Lit. 131, 132), Andrée (Lit. 2) und anderen.

Die Diskussion der einzelnen Schwereminerall-Tabellen der vorliegenden Arbeit findet sich p. 76 und p. 133.

[1]) Die Granate sind dagegen nur in Ausnahmefällen in der kleinen Fraktion stärker vertreten als in der grossen. Diese Ausnahme von der Regel ist z. B. zu beobachten bei besonders granatreichen, feinkörnigen, weichen Glimmersandsteinen, die als Zwischenlagerung in der oberen Partie der Grisigermergel des westlichen Eugsttobels aufgeschlossen sind. In allen diesen Fällen handelt es sich um Proben mit einem abnormal schwachen Gehalt an Zirkon. Dieses Mineral, das sonst in der kleinen Fraktion ausserordentlich häufig ist und dadurch den prozentualen Gehalt des Granates hinunterdrückt, ist hier offenbar primär schwach vertreten.

I. Nagelfluhzählungen [1])

(Tabellen 1—6)

Verzeichnis der Lokalitäten der Nagelfluhzählungen

Nr.	Lokalität	S. A.-Blatt	Alter	Zone
1.	Gubelspitz N Tanzboden	236	Ch (W)	Kron
2.	500 m NW Kleinpalme (Kronberggebiet)	235	Aq (Kr)	»
3.	Töbelchen zwischen Bergli und Bürgli NE Nesslau	236	Aq (En)	»
4.	600 m SW Kronberggipfel	235	Aq (En)	»
5.	Luthernfall SSW Ennetbühl	237	Aq (En)	»
6.	«Normalgeröllige» Kalknagelfluh im Bindemittel des Riesenkonglomerates, 550 m S Ennetbühl	237	Aq (En)	»
7.	Strick, 650 m SE Ennetbühl	237	Aq (En)	»
8.	Hübschholz N Rietbad	237	Aq (H)	»
9.	Grosskräzeren, 500 m NW Kräzerli	235	Aq (Pf)	»
10.	500 m ESE Spicher	235	Aq (Pf)	»
11.	Hornalp (ENE Pfingstboden)	237	Aq (Pf)	»
12.	Bürglihügel NE Nesslau	237	Ch	»
13.	Brämacherhöhe N Speermürli	250bis	Ch (Eb)	Schor
14.	200 m NW Kräzerli	235	Ch (Sp)	Kräz
15.	Surbühl SE Pfingstboden	237	Ch (Sp)	»
16.	Beieregg SSE Kräzerli	237	Ch (Sp)	»
17.	Tobel S Rietbad («Rietbadtobel») bei ca. 1165 m	237	Ch (Sp)	Speer
18.	Tobel S Rietbad («Rietbadtobel») bei ca. 1180 m	237	Ch (Sp)	»
19.	Speermürligipfel	250bis	Ch (Sp)	»
20.	Hub SE Nesslau	237	Ch (Sp)	»
21.	100 m W Schloh (Stockberg-Südwesthang)	237	Ch (Sp)	»
22.	Hauptstrasse 400 m SSE oberer Giessenfall (Thurtal)	237	Ch (Sp)	»
23.	Obere Mattalp N Mattstock	250bis	Ch (Eb)	»

Abkürzungen:

Pf = Pfingstbodenschichten
H = Hochfläschlischichten
En = Ennetbühlerschichten
Ho = Hochalpschichten
Kr = Krummenauerschichten
} Aq = Aquitan

W = Wintersbergschichten
Eb = Ebnaterschichten
Sp = Speerschichten
} Ch = Chattien (= limnoterrestrisches Stampien)

Kron = Kronbergzone s. l.
Schor = Schorhüttenbergschuppe
Kräz = Kräzerlischuppe
Speer = Speerschuppe

[1]) Vgl. auch p. 149.

TABELLE 1

Nagelfluhzählungen 1—11 (Kronbergzone)

Gesteinsbezeichnungen	Lokalitäten										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Nummulitenkalk	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lithothamnienkalk	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Flyschsandstein	1,0	—	9,3	6,7	5,0	8,6	0,2	2,5	—	0,6	2,1
Flyschsand- und Hornsteinkalk	15,5	42,8	22,0	14,7	17,6	25,2	17,9	15,0	15,6	15,7	59,1
Dunkler Kieselkalk	3,5	6,0	16,0	3,2		14,1	39,8	5,5	6,7	13,7	6,1
Ölquarzit	—	1,1	—	—	1,3	—	—	2,0	—	—	—
Flyschbreccie	—	1,1	5,1	1,8	—	3,9	—	—	—	—	—
Flyschkonglomerat	—	—	—	0,4	—	—	—	0,5	—	0,4	—
Gelber dichter Kalk	6,0	4,4	—	0,5	3,0	12,9	—	—	5,0	0,8	0,9
Grauer dichter Kalk	2,0	—	3,0	1,8	4,0	1,3	0,2	6,0	5,6	2,8	0,3
Graue feinkörnige Kalke	5,5	1,8	12,0	12,7	15,7	15,7	16,8	4,0	10,6	13,9	10,1
Tristelkalk	—	—	0,5	5,4	0,7	—	7,0	1,5	0,4	0,6	—
Klippentithonkalk	10,0	—	2,5	2,7	1,0	1,6	0,5	1,5	0,8	0,6	—
Rote Kalke; Jurabreccien	1,0	—	—	0,9	—	—	0,9	1,0	1,1	—	1,5
Fleckenmergelkalk	5,5	11,0	—	5,0	6,3	2,3	5,9	5,0	6,7	8,0	1,8
Hornstein	0,5	7,1	8,6	2,7	3,0	4,2	2,7	3,0	—	2,0	—
Dunkle feinkörnige Kalke	0,5	2,7	—	13,5	9,0	0,3	—	7,0	13,4	5,1	2,8
Triasdolomit	18,5	12,0	20,7	23,2	31,7	9,6	7,9	41,5	30,2	19,7	14,1
Calcit	—	—	—	—	—	0,3	—	0,5	—	—	1,2
Verrucano-Buntsandstein	—	—	0,3	0,4	—	—	—	0,5	—	0,9	—
Sedimente total	100,0	100,0	100,0	95,6	98,3	100,0	99,8	97,0	96,1	84,8	100,0
Rötlicher und grünlicher Granit	—	—	—	2,7	—	—	—	0,5	1,1	8,0	—
Grauer Granit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Quarzporphyr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—
Diorit	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—
Ophiolith	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	2,0	—
Gneis	—	—	—	1,3	1,7	—	—	1,5	0,8	2,0	—
Gneisquarzit	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	2,3	—
Quarz	—	—	—	0,4	—	—	0,2	—	0,6	—	—
Kristallin total	—	—	—	4,4	1,7	—	0,2	3,0	3,9	15,2	—

TABELLE 2

Nagelfluhzählungen 12—23 (Zone Kronberg-Süd: 12, Speerzone s. l.: 13–24)

Gesteinsbezeichnungen	Lokalitäten											
	Kronberg-S.	Schorhüttenberg	Kräzerli			Speer						
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Nummulitenkalk	—	—	—	—	—	2,3	3,0	—	—	—	—	—
Lithothamnienkalk	—	—	—	—	—	—	6,5	—	—	—	—	—
Flyschsandstein	9,4	0,6	2,5	—	10,7	5,5	2,0	5,4	4,2	—	5,9	3,5
Flyschsand- und Hornsteinkalk	11,1	29,3	31,5	27,2	14,4	9,5	15,5	41,2	12,6	22,7	29,0	45,5
Dunkler Kieselkalk	20,6	—	13,8	9,3	12,2	20,6	26,5	7,1	31,9	21,3	10,4	2,0
Ölquarzit	—	—	—	—	—	—	1,0	0,4	—	—	—	—
Flyschbreccie	5,2	2,2	—	6,3	2,2	2,0	—	—	1,0	—	0,9	0,5
Flyschkonglomerat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gelber dichter Kalk	—	1,5	1,9	4,8	1,5	—	—	5,8	—	2,5	—	0,5
Grauer dichter Kalk	3,0	4,9	—	0,3	6,3	3,0	4,0	0,8	8,6	10,7	12,3	8,5
Graue feinkörnige Kalke	17,3	16,6	14,1	12,4	14,5	19,7	6,5	9,5	10,6	13,3	12,0	5,0
Tristelkalk	—	—	—	—	—	0,6	2,0	—	—	—	—	—
Klippentithonkalk	2,4	1,9	—	5,1	1,0	—	0,5	7,1	—	—	0,3	6,5
Rote Kalke; Jurabreccien	—	1,2	1,2	—	0,5	—	—	—	—	3,7	2,0	0,5
Fleckenmergelkalk	1,3	5,9	2,2	1,8	—	—	5,5	—	2,4	3,1	7,5	5,0
Hornstein	7,8	3,9	5,0	5,1	5,6	3,6	4,5	2,1	4,2	5,0	3,8	1,0
Dunkle feinkörnige Kalke	—	0,9	1,2	0,9	—	—	—	5,0	3,5	—	8,4	3,0
Triasdolomit	20,8	30,5	26,6	26,8	30,7	12,3	3,5	14,8	21,0	13,7	7,5	18,5
Calcit	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—	—
Verrucano-Buntsandstein	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sedimente total	99,2	99,4	100,0	100,0	99,6	79,1	82,5	99,2	100,0	100,0	100,0	100,0
Rötlicher und grünlicher Granit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Grauer Granit	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—
Quarzporphyr	0,8	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Diorit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ophiolith	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gneis	—	—	—	—	0,2	11,3	8,0	0,8	—	—	—	—
Gneisquarzit	—	—	—	—	—	—	5,5	—	—	—	—	—
Quarz	—	—	—	—	0,2	9,0	4,0	—	—	—	—	—
Kristallin total	0,8	0,6	—	—	0,4	20,9	17,5	0,8	—	—	—	—

TABELLE 3

Zählung Nr. 1 (Gubelspitz, Kronbergzone, Chattien)

Bezeichnung	%	Form	R	Grösse I			Grösse II			Grösse III			Grösse IV		
				%	Form	R	%	Form	R	%	Form	R	%	Form	R
Lithothamnienkalk . . .	0,5	57 94 s	8,0	—	—	—	0,5	57 94 s	8,0	—	—	—	—	—	—
Flyschsandstein	1,0	81 71 k	7,0	0,5	75 72 k	7,0	0,5	87 70 k	7,0	—	—	—	—	—	—
Flyschsand- und Hornsteinkalk	45,5	75 66 f	7,2	9,0	77 66 f	7,1	33,5	75 66 f	7,3	2,5	66 60 fs	7,2	0,5	52 84 s	6,0
Dunkler Kieselkalk . . .	3,5	75 70 k	7,3	—	—	—	3,5	75 70 k	7,3	—	—	—	—	—	—
Gelber dichter Kalk . . .	6,0	75 66 f	7,3	0,5	82 82 k	7,0	5,0	74 63 f	7,3	0,5	73 74 k	8,0	—	—	—
Grauer dichter Kalk . .	2,0	71 77 k	7,2	—	—	—	1,5	69 86 k	7,0	—	—	—	—	—	—
Graue feinkörnige Kalke.	5,5	75 67 k	7,5	2,0	81 70 k	7,7	3,5	73 66 f	7,4	—	—	—	—	—	—
Klippentithonkalk	10,0	76 74 k	7,4	1,5	79 79 k	7,5	7,5	75 73 k	7,4	1,0	79 74 k	7,0	—	—	—
Rote Kalke	1,0	81 60 f	7,5	0,5	79 74 k	7,0	0,5	83 46 f	8,0	—	—	—	—	—	—
Fleckenmergelkalk . . .	5,5	74 77 k	7,3	0,5	80 54 f	8,0	4,0	75 79 k	7,2	1,0	64 76 s	7,0	—	—	—
Hornstein	0,5	51 71 s	6,0	—	—	—	—	—	—	0,5	51 71 s	6,0	—	—	—
Dunkle feinkörnige Kalke	0,5	79 67 k	7,0	—	—	—	0,5	79 67 k	7,0	—	—	—	—	—	—
Triasdolomit	18,5	76 71 k	7,6	7,0	77 74 k	7,8	11,5	76 69 k	7,5	—	—	—	—	—	—
Totale und Mittelwerte	100,0	75 69 k	7,4	22,0	82 73 k	7,8	72,0	76 69 k	7,5	5,5	68 67 k	7,1	0,5	52 84 s	6,0

TABELLE 4

Zählung Nr. 8 (Hübschholz, Kronbergzone, Aquitan)

Bezeichnung	%	Form	R	Grösse I			Grösse II			Grösse III			Grösse IV		
				%	Form	R	%	Form	R	%	Form	R	%	Form	R
Flyschsandstein	2,5	78 45 f	7,2	0,5	70 50 f	6,0	1,5	84 39 f	7,3	0,5	69 57 f	8,0	—	—	—
Flyschsand- und Hornsteinkalk	15,0	75 55 f	7,0	1,0	81 70 k	7,5	11,0	77 57 f	7,2	3,0	72 50 f	7,2	—	—	—
Dunkler Kieselkalk . . .	5,5	72 59 f	7,0	—	—	—	5,5	72 59 f	7,0	—	—	—	—	—	—
Ölquarzit	2,0	76 73 k	6,5	0,5	80 75 k	6,0	1,5	75 73 k	6,7	—	—	—	—	—	—
Flyschkonglomerat . . .	0,5	54 90 s	6,0	—	—	—	0,5	54 90 s	6,0	—	—	—	—	—	—
Grauer dichter Kalk . .	6,0	78 61 f	7,4	1,0	87 79 k	8,5	1,0	87 71 k	8,4	0,5	57 47 fs	7,0	—	—	—
Graue feinkörnige Kalke.	4,0	76 60 f	7,6	1,5	81 67 k	8,3	2,5	74 57 f	7,4	—	—	—	—	—	—
Tristelkalk	1,5	69 66 f	7,7	—	—	—	1,0	60 69 s	8,0	0,5	86 58 f	7,0	—	—	—
Klippentithonkalk	1,5	74 73 k	7,4	—	—	—	1,0	80 75 k	7,5	0,5	60 69 s	7,0	—	—	—
Rote Kalke; Jurabreccien	1,0	74 63 f	6,5	—	—	—	1,0	74 63 f	6,5	—	—	—	—	—	—
Fleckenmergelkalk . . .	5,0	74 55 f	7,9	—	—	—	3,0	75 53 f	8,0	2,0	74 57 f	7,8	—	—	—
Hornstein	3,0	79 66 f	6,2	0,5	77 88 k	6,0	1,5	76 71 k	6,0	—	—	—	1,0	84 48 f	6,5
Dunkle feinkörnige Kalke	7,0	72 61 f	7,0	1,5	89 80 k	8,0	5,0	75 67 k	7,4	0,5	75 80 k	7,0	—	—	—
Triasdolomit	41,5	75 66 f	7,7	10,5	77 70 k	8,2	28,0	74 64 f	7,5	3,0	73 57 f	6,8	—	—	—
Calcit	0,5	78 61 f	7,0	0,5	78 61 f	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Verrucano-Buntsandstein.	0,5	86 72 k	6,0	0,5	86 72 k	6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rötlicher Granit	0,5	55 83 s	6,0	—	—	—	0,5	55 83 s	6,0	—	—	—	—	—	—
Ophiolith	1,0	74 64 f	7,0	—	—	—	1,0	74 65 f	7,0	—	—	—	—	—	—
Gneis	1,5	71 77 k	7,7	0,5	83 88 k	7,0	0,5	70 81 k	8,0	0,5	61 62 fs	8,0	—	—	—
Totale und Mittelwerte	100,0	74 62 f	7,4	19,0	77 68 k	7,9	69,0	75 63 f	7,4	11,0	68 55 f	6,9	1,0	84 49 f	6,3

R = Rundung. Form: k = kugelig; f = flach; s = stengelig; fs = flachstengelig.

TABELLE 5

Zählung Nr. 18 (Rietbadtobel, Speerzone, Chattien)

Bezeichnung	%	Form	R	Grösse I			Grösse II			Grösse III			Grösse IV		
				%	Form	R	%	Form	R	%	Form	R	%	Form	R
Nummulitenkalk	3,0	86 63 f	7,5	0,5	90 63 f	7,0	2,0	82 68 k	7,7	0,5	97 45 f	7,0	—	—	—
Lithothamnienkalk . . .	6,5	74 53 f	7,5	0,5	95 45 f	8,0	4,0	70 54 f	7,4	2,0	75 51 f	7,5	—	—	—
Flyschsandstein.	2,0	73 55 f	6,5	0,5	58 77 s	7,0	1,0	72 58 f	6,5	0,5	90 35 f	6,0	—	—	—
Flyschsand- und Hornsteinkalk.	15,5	73 58 f	7,4	7,0	81 56 f	7,8	7,0	70 59 f	7,2	0,5	44 77 s	7,0	1,0	56 62 fs	7,0
Dunkler Kieselkalk . . .	26,5	74 63 f	7,2	8,0	76 69 k	7,1	15,5	74 61 f	7,3	3,0	70 57 f	6,8	—	—	—
Ölquarzit.	1,0	75 63 f	6,5	1,0	75 63 f	6,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Grauer dichter Kalk . .	4,0	76 65 f	7,3	0,5	76 66 f	7,0	3,5	76 64 f	7,3	—	—	—	—	—	—
Graue feinkörnige Kalke.	6,5	78 60 f	7,5	3,0	71 70 k	7,8	3,0	84 49 f	7,3	0,5	82 62 f	6,0	—	—	—
Tristelkalk	2,0	76 57 f	7,2	—	—	—	2,0	76 57 f	7,2	—	—	—	—	—	—
Klippentithonkalk. . . .	0,5	69 75 k	8,0	0,5	69 75 k	8,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fleckenmergelkalk. . . .	5,5	76 67 k	7,1	1,5	77 67 k	7,0	3,5	77 66 f	7,3	0,5	60 74 s	7,0	—	—	—
Hornstein	4,5	74 78 k	6,1	2,0	87 81 k	6,0	2,5	64 76 s	6,2	—	—	—	—	—	—
Triasdolomit	3,5	83 61 f	7,4	1,5	82 61 f	7,3	2,0	84 62 f	7,5	—	—	—	—	—	—
Calcit	1,5	76 60 f	6,3	—	—	—	1,5	76 60 f	6,3	—	—	—	—	—	—
Gneis	8,0	69 63 f	8,2	1,5	90 68 k	7,0	5,5	64 64 fs	7,0	1,0	65 54 fs	7,0	—	—	—
Gneisquarzit	5,5	77 71 k	7,3	2,0	82 73 k	7,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Quarz	4,0	75 78 k	6,6	3,0	76 76 k	6,5	1,0	84 84 k	7,0	—	—	—	—	—	—
Totale und Mittelwerte	100,0	75 63 f	7,2	34,5	78 67 k	7,2	56,0	74 62 f	7,2	8,5	72 56 f	7,0	1,0	56 62 fs	7,0

TABELLE 6

Zählung Nr. 23 (Mattalp, Speerzone, Chattien)

Bezeichnung	%	Form	R	Grösse I			Grösse II			Grösse III			Grösse IV		
				%	Form	R	%	Form	R	%	Form	R	%	Form	R
Flyschsandstein.	3,5	73 68 k	6,7	0,5	96 41 f	6,0	1,5	77 74 k	7,0	1,0	68 73 k	7,0	0,5	80 77 k	7,0
Flyschsand- und Hornsteinkalk.	45,5	73 61 f	7,0	6,5	75 70 k	7,1	32,5	72 59 f	7,0	5,0	74 59 f	7,2	1,5	71 69 k	6,3
Dunkler Kieselkalk . . .	2,0	80 65 f	7,0	—	—	—	2,0	80 66 f	7,0	—	—	—	—	—	—
Flyschbreccie.	0,5	88 65 f	7,0	—	—	—	—	—	—	0,5	88 65 f	7,0	—	—	—
Gelber dichter Kalk. . .	0,5	92 55 f	9,0	0,5	92 55 f	9,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Grauer dichter Kalk . .	8,5	74 67 k	7,3	2,5	74 76 k	7,4	5,0	75 62 f	7,3	1,0	65 76 s	7,0	—	—	—
Graue feinkörnige Kalke.	5,0	81 67 k	7,0	1,0	71 82 k	7,0	4,0	87 63 f	7,1	—	—	—	—	—	—
Klippentithonkalk. . . .	6,5	78 68 k	6,5	1,5	72 65 f	6,3	4,0	79 68 k	6,6	1,0	75 75 k	6,0	—	—	—
Rote Kalke; Jurabreccien	0,5	73 48 f	7,0	—	—	—	0,5	73 48 f	7,0	—	—	—	—	—	—
Fleckenmergelkalk. . . .	5,0	73 64 f	6,9	0,5	64100 s	6,0	4,0	73 63 f	7,0	0,5	87 44 f	7,0	—	—	—
Hornstein	1,0	91 62 f	5,5	—	—	—	1,0	91 62 f	5,5	—	—	—	—	—	—
Dunkle feinkörnige Kalke	3,0	65 61 fs	7,5	1,0	72 60 f	7,5	1,5	70 62 f	7,7	—	—	—	0,5	37 58 fs	7,0
Triasdolomit	17,5	74 69 k	7,1	8,5	75 68 k	6,8	9,0	73 70 k	7,3	—	—	—	—	—	—
Triasdolomit, brecciös . .	1,0	65 72 s	6,0	—	—	—	1,0	65 72 s	6,0	—	—	—	—	—	—
Totale und Mittelwerte	100,0	73 64 f	7,0	22,5	73 69 k	7,0	66,0	73 62 f	6,9	9,0	73 64 f	7,0	2,5	64 69 s	6,7

R = Rundung. Form: k = kugelig; f = flach; s = stengelig; fs = flachstengelig.

II. Sandsteinuntersuchungen

TABELLE 7

Quantitative Dünnschliff-Untersuchungen an Sandsteinen (vgl. auch p. 150)

		Lokalität	Alter	Quarz			Hornstein			Kalk			Dolomit			BM	MKQ
				%	M	R	%	M	R	%	M	R	%	M	R		
NNW	Kronbergzone s.l.	1. Granitischer Sandstein Dürrenbach S Urnäsch	Chattien	29	1,0	2-5	23	1,3	3-5	16	1,1	3-6	31	1,6	5-7	22	0,5
		2. Granitischer Sandstein Dürrenbach S Urnäsch	»	27	0,8	2-6	5	0,8	3-6	26	1,4	3-6	41	1,0	5-8	34	0,35
		3. Schwizeren S Urnäsch	»	14	0,7	2-5	23	0,7	2-6	31	0,8	2-6	32	0,8	5-7	38	0,35
		4. Schwizeren S Urnäsch	»	22	1,2	2-5	21	2,5	3-6	37	3,5	3-6	19	1,9	5-7	25	0,5
		5. Kesseltobel SE Krummenau	Aquitan	24	0,5	2-7	14	0,6	3-6	6	0,5	3-6	55	0,6	4-7	39	0,25
		6. Steinbruch N Hinterer Rossfall (Urnäschtal)	»	21	0,8	2-6	26	2,0	2-6	11	1,9	2-6	42	1,5	5-8	29	0,25
		7. Seckbach 300 m W Mündung des Bruggerwaldbaches	»	15	1,0	2-6	11	0,9	4-6	31	4,5	3-6	43	1,5	5-8	29	0,5
		8. Seckbach 300 m W Mündung des Bruggerwaldbaches	»	15	0,7	2-7	9	1,6	3-7	22	1,2	4-6	54	1,5	5-8	25	0,35
SSE		9. Autostrasse N Kräzerli	»	36	0,5	3-6	15	1,0	3-7	23	0,5	3-6	26	0,6	5-6	38	0,25
		10. Würzwald S Pfingstboden	»	14	0,5	3-6	14	0,9	3-6	33	1,3	3-8	39	0,8	5-7	50	0,3
NNW	Kräzerlischuppe	11. Östliches Eugsttobel	Rupélien	74	0,2	2-5	13	0,2	3-7	4	0,2	2-6	8	0,2	4-7	64	0,05
		12. Westliches Eugsttobel	Chattien	19	1,1	2-5	9	1,1	3-5	24	0,7	3-5	48	1,7	4-8	31	0,5
		13. Unterer Bruggerwaldbach (S Seckbach)	»	8	0,6	2-5	10	1,5	2-5	17	1,2	3-5	64	1,1	5-8	16	0,5
		14. Unterer Bruggerwaldbach (S Seckbach)	»	17	0,7	2-6	12	0,8	3-5	21	0,8	3-7	49	0,9	5-7	24	0,3
		15. E Kleine Schwägalp	»	17	1,2	3-5	27	1,4	3-6	21	1,0	4-6	35	0,8	4-8	17	0,4
		16. 200 m NW Kräzerli	»	10	0,9	2-6	17	2,2	3-6	19	1,7	3-7	54	1,1	5-8	22	0,5
		17. 600 m NE Kräzerli	»	9	1,0	2-6	7	1,2	2-5	20	1,4	3-6	63	1,6	5-7	26	0,3
		18. Potersalperfall-Bach bei 1200 m	»	13	1,2	2-6	30	3,1	2-5	11	3,5	2-7	46	2,0	5-8	9	1,5
		19. Potersalperfall-Bach bei 1225 m	»	25	0,6	2-6	6	0,8	2-6	15	0,8	2-6	55	0,9	5-7	36	0,25
SSE		20. Leuenbach bei 1185 m	»	27	0,6	2-6	9	0,7	3-5	10	1,0	2-7	54	0,7	4-7	35	0,3
		21. 500 m SE P. 1303.5 (NW Schwägalp)	»	19	0,7	2-5	9	1,0	2-7	10	1,1	3-6	61	0,9	4-7	28	0,35
NNW	Speerschuppe	22. Sandstein mit «Cyrenen» NE Strick (Stockberggebiet)	Rupélien	14	0,9	2-6	5	0,9	3-5	10	1,4	3-7	70	1,5	5-8	32	0,5
		23. Steinbruch bei Strick	»	53	1,0	2-5	11	0,9	3-5	9	1,2	3-6	27	1,3	4-7	42	0,3
		24. Töbelchen ESE Dicken (bei Nesslau)	»	38	1,3	2-5	13	1,5	2-5	8	0,9	3-6	41	1,4	5-7	27	0,6
		25. Tobel von Germen (zwischen Nesslau und Stein)	Chattien	64	2,2	2-5	13	2,4	3-5	8	1,5	3-6	15	0,9	4-6	26	0,5
		26. Tobel von Germen (zwischen Nesslau und Stein)	»	22	1,1	2-5	18	1,3	3-5	19	1,6	3-7	40	1,0	4-7	30	0,5
		27. Tobel von Germen (zwischen Nesslau und Stein)	»	48	0,6	2-5	11	0,7	3-5	20	0,8	2-6	22	0,8	4-7	54	0,3
SSE		28. Oberer Giessenfall (zwischen Nesslau und Stein)	»	28	1,0	2-5	8	1,0	3-5	21	1,1	3-6	43	0,5	5-7	57	0,2
		29. Unterer Dietzisbach (NW Stein)	»	24	0,7	2-6	17	0,8	3-6	22	0,9	2-6	37	0,8	3-7	52	0,25
		30. Riesepass SSE Stockberg (Molasseschürfling am Alpenrand)	Chattien	73	0,8	2-5	7	1,2	3-5	17	2,5	3-6	2	—	—	52	0,25
		31. Sandsteinkomponente des Riesenkonglomerates (Kronbergzone)		13	0,9	2-5	12	1,2	2-5	29	5,0	3-6	46	1,3	4-7	38	0,6
		32. Sandsteinkomponente des Riesenkonglomerates (Kronbergzone)		30	0,5	2-5	8	0,4	3-5	25	0,5	2-6	37	0,5	4-7	64	0,25

M = Maximale Korngrösse in mm; R = Rundung; BM = Prozentualer Anteil des Bindemittels; MKQ = geschätzte mittlere Korngrösse von Quarz

III. Schweremineral-Untersuchungen

(Tabellen 8—17; vgl. auch p. 76, 133 und 151)

Verzeichnis der Probeentnahmestellen für Schweremineral-Untersuchungen

Nr.	Lokalität und S. A.-Blatt	Gesteinsbezeichnung	Alter	Zone
	Thur-Querschnitt			
1.	Tobel 400 m NNE Bendel (236)	Kalksandstein	Ch (W)	Kron
2.	300 m W Trempel (236)	Kalksandstein	Ch (W)	»
3.	Steinbruch NW Bahnhof Krummenau (236)	Kalksandstein	Aq (Kr)	»
4.	Naturbrücke Thur, 600 m SE Krummenau (236)	Kalksandstein	Aq (Kr)	»
5.	Kesseltobel, 1,6 km SE Krummenau (236)	Kalksandstein	Aq (Kr)	»
6.	500 m S Stalden (SW Krummenau) (236)	Kalksandstein	Aq (Kr)	»
7.	Lutherntobel SSW Ennetbühl (237)	feinkörniger Kalksandstein	Aq (Ho)	»
8.	Strasse E Laue (1,6 km ENE Ennetbühl) (237)	feinkörniger Kalksandstein	Aq (En)	»
9.	Lutherntobel 350 m W Strick (237)	Kalksandstein	Aq (?)	»
10.	Risibach NE Bumoos (236)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	Schor
11.	Steinbruch Strick NE Nesslau (237)	Kalksandstein	Rp	Speer
12.	300 m ENE Strick NE Nesslau (237)	feinkörniger Kalksandstein	Rp	»
13.	Töbelchen ESE Dicken (237)	grobkörniger Kalksandstein	Rp	»
14.	Töbelchen ESE Dicken (237)	feinkörniger Kalksandstein	Rp	»
15.	Tobel Friesenalp–Lutenwil (237)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
16.	Hakensteinbruch SE Nesslau (237)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
17.	Hakensteinbruch SE Nesslau (237)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
18.	Hang W Amsler (237)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
19.	Tobel von Germen (237)	quarzreicher Sandstein	Ch (Sp)	»
20.	Tobel von Germen (237)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
21.	200 m NNW oberer Giessenfall (237)	feinkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
22.	200 m NNW oberer Giessenfall (237)	grobkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
23.	Oberer Giessenfall (an der Thur) (237)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
24.	Oberer Giessenfall (an der Hauptstrasse) (237)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
25.	Hauptstrasse 400 m SSE oberer Giessenfall (237)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
26.	Unterer Dietzisbach N Stein (251)	Kalksandstein	Ch (Eb)	»
	Steintal-Querschnitt			
1.	Unterer Färnlibach SE Gutental (236)	Tonmergel	Rp	Schor
2.	Wengibach W Hochwald (250bis)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
3.	Engialp (250bis)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
4.	Heidlenwald SE Wanne (250bis)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
5.	Streuberg (250bis)	Kalksandstein	Ch (Eb)	»
6.	Speermürligipfel (250bis)	Kalksandstein	Ch (Sp)	Speer
	Pfingstboden-Querschnitt			
1.	Necker S Hochalp (235)	Kalksandstein	Aq (En)	Kron
2.	Töbelchen ENE Laad (237)	Kalksandstein	Ch	»
3.	500 m N Surbühl (237)	Kalksandstein	Ch (Sp)	Kräz
4.	Stockberg-Ostwand (237)	grobkörniger Kalksandstein	Ch (Eb)	Speer
5.	Riesepass (237)	Kalksandstein	Ch	Alpenrand
	Urnäsch-Querschnitt			
1.	Hauptstrasse 350 m SSW Dürrenbachmündung (235)	grobkörniger granitischer Sandstein	Ch (Eb)	Kron
2.	Hauptstrasse 360 m SSW Dürrenbachmündung (235)	feinkörniger Mergelsandstein	Ch (Eb)	»
3.	Schwizeren S Urnäsch (235)	Kalksandstein	Ch (W)	»
4.	Elektrizitätswerk beim mittleren Rossfall (235)	Kalksandstein	Ch (W)	»
5.	Steinbruch S mittlerer Rossfall (235)	Kalksandstein	Aq (Kr)	»
6.	Steinbruch N hinterer Rossfall (235)	Kalksandstein	Aq (Ho)	»
7.	Steinbruch N hinterer Rossfall (235)	Kalksandstein	Aq (Ho)	»
8.	Urnäsch ca. 600 m SSE hinterer Rossfall (235)	feinkörniger Kalksandstein	Aq (En)	»

Nr.	Lokalität und S. A.-Blatt	Gesteinsbezeichnung	Alter	Zone
9.	Urnäsch ca. 850 m SE hinterer Rossfall (235)	feinkörniger Kalksandstein	Aq (En)	Kron
10.	Urnäsch ca. 850 m SE hinterer Rossfall (235)	feinkörniger Glimmersandstein	Aq (En)	»
11.	Autostrasse WSW Grossgarten (235)	Arkosesandstein	Aq (Pf)	»
12.	200 m NW Kräzerli (235)	grobkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	Kräz
13.	200 m NW Kräzerli (235)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
14.	600 m NE Kräzerli (235)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
15.	600 m NE Kräzerli (235)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
16.	600 m NE Kräzerli (235)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
17.	100 m SE Kräzerli (235)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
18.	500 m SE P. 1303,5 (235)	Kalksandstein	Ch (Eb)	»
	Potersalp-Querschnitt			
1.	Seckbach 300 m W Mündung Bruggerwaldbach (238)	quarzreicher Sandstein	Aq (H)	Kron
2.	Seckbach 300 m W Mündung Bruggerwaldbach (238)	quarzreicher Sandstein	Aq (H)	»
3.	Bruggerwaldbach ca. 230 m SSW Mündung (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	Kräz
4.	Bruggerwaldbach ca. 230 m SSW Mündung (238)	grobkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
5.	Bruggerwaldbach ca. 300 m SSW Mündung (238)	grobkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
6.	Strasse 100 m ESE Mündung Potersalperfall-Bach in den Weissbach (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
7.	Strasse 100 m ESE Mündung Potersalperfall-Bach (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
8.	Potersalperfall-Bach bei ca. 1060 m (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
9.	Potersalperfall-Bach bei ca. 1080 m (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
10.	Potersalperfall-Bach bei ca. 1080 m (238)	grobkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
11.	Potersalperfall-Bach bei ca. 1080 m (238)	feinkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
12.	Potersalperfall-Bach bei ca. 1200 m (238)	grobkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
13.	Potersalperfall-Bach bei ca. 1200 m (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
14.	Potersalperfall-Bach bei ca. 1220 m (238)	feinkörniger Glimmersandstein	Ch (Sp)	»
15.	Potersalperfall-Bach bei ca. 1225 m (238)	feinkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
16.	Leuenbach bei ca. 1185 m (E Dunkelberndli) (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
	Eugsttobel-Rachentobel-Gebiet			
1.	Sönderlibach SW Wasserschaffen (238)	Kalksandstein	Aq (Ho)	Kron
2.	Strasse 700 m E Fuchsloch (238)	Kalksandstein	Aq (Ho)	»
3.	Sönderlibach ca. 300 m WNW der Mündung (238)	Kalksandstein	Aq (En)	»
4.	Westliches Eugsttobel (238)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	Kräz
5.	Westliches Eugsttobel (238)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
6.	Westliches Eugsttobel (238)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
7.	Östliches Eugsttobel (238)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
8.	Tobel 300 m E Lehmen (238)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
9.	Tobel 300 m E Lehmen (238)	feinkörniger Glimmersandstein	Rp	»
10.	Westliches Eugsttobel (238)	feinkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
11.	Westliches Eugsttobel (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
12.	Tobel 300 m E Lehmen (238)	feinkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
13.	Oberes Rachentobel (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
14.	Tobel 300 m E Leuenfall (238)	Kalksandstein	Ch (Sp)	»
15.	Tobel 500 m SE Lehmen (238)	feinkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»
16.	Tobel 400 m ESE Leuenfall (238)	feinkörniger Kalksandstein	Ch (Sp)	»

Abkürzungen:

Pf = Pfingstbodenschichten
H = Hochfläschlischichten
En = Ennetbühlerschichten
Ho = Hochalpschichten
Kr = Krummenauerschichten

Aq = Aquitan

W = Wintersbergschichten
Eb = Ebnaterschichten
Sp = Speerschichten

Ch = Chattien (= limnoterrestrisches Stampien)

Kron = Kronbergzone s. l.
Schor = Schorhüttenbergschuppe
Kräz = Kräzerlischuppe
Speer = Speerschuppe

Rp = Rupélien (brackisch-marines Unterstampien)

TABELLE 8

Steintal-Querschnitt

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
										a) grobe Fraktion										
NNW	Chattien	3	62	27	1	3	—	6	—	1	×	—	—	17	—	1	—	12	—	Schorhüttenberg
		4	63	10	6	×	—	1	—	—	×	—	—	5	—	88	—	—	—	
		5	80	11	1	4	×	4	—	—	—	—	—	11	—	—	5	—	—	
SSE	Chattien	6	38	59	1	—	—	1	—	1	—	—	—	32	—	—	3	—	—	Speer
										b) feine Fraktion										
NNW	Rupélien	1	35	51	7	3	×	3	1	—	—	—	—	3	—	23	13	12	—	Schorhüttenberg
		2	64	15	7	1	—	13	—	—	—	—	—	7	10	5	46	—	2	
	Chattien	3	43	13	9	×	—	4	—	31	—	—	—	21	1	—	—	—	—	Schorhüttenberg
		4	59	13	30	2	×	1	—	5	—	—	—	22	—	24	—	—	—	
		5	68	1	20	7	—	3	—	1	—	—	—	13	—	—	—	—	—	
SSE	Chattien	6	62	8	21	6	×	—	—	3	—	—	—	33	—	—	—	—	—	Speer

TABELLE 9

Pfingstboden-Querschnitt

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
										a) grobe Fraktion										
NNW	Aquitan	1	60	8	3	1	—	28	×	—	—	—	—	37	1	—	4	7	—	Kronberg
	Chattien	2	70	18	1	—	—	8	—	1	×	—	—	30	—	—	—	—	—	Kronberg-Süd
		3	90	2	1	6	—	×	—	—	—	×	—	18	—	26	—	—	—	Kräzerli
	Chattien	4	78	19	—	—	—	3	—	×	—	—	—	—	—	98	—	—	—	Stockberg
SSE	Chattien	5	50	24	—	1	—	23	—	—	2	—	—	1	—	—	—	—	—	Riesepass
										b) feine Fraktion										
NNW	Aquitan	1	49	5	13	3	—	30	×	—	—	—	—	28	2	—	4	—	—	Kronberg
	Chattien	2	69	9	10	1	—	7	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kronberg-Süd
SSE	Chattien	4	78	6	9	4	—	2	—	—	1	—	—	×	—	97	—	—	—	Stockberg

TABELLE 10

Thur-Querschnitt, grobe Fraktion

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
NNW	Chattien	1	86	12	—	—	—	2	—	—	—	—	—	7	—	22	3	—	2	Kronberg
		2	60	28	2	×	—	9	—	1	—	—	—	7	21	11	1	—	3	
	Aquitan	3	84	8	—	—	—	8	—	—	—	—	—	5	—	40	2	—	—	Kronberg
		4	59	9	1	2	—	29	—	×	—	—	—	12	—	—	19	9	—	
		5	86	4	1	—	—	8	—	1	—	—	—	3	—	79	6	—	—	
		6	63	5	—	×	—	32	—	—	×	—	—	4	—	3	42	10	—	
		7	77	15	—	—	—	8	—	—	—	—	—	1	—	51			—	
		9	81	13	1	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	99	1	—	1	
	Rupélien	11	65	24	1	1	—	9	—	—	—	—	×	3	—	41	15	11	—	Speer
		12	79	14	×	2	×	5	—	—	—	—	—	17	—	—	—	—	—	
		13	95	5	—	×	—	—	—	—	—	—	—	6	1	9	3	—	×	
		15	81	17	2	—	—	—	—	—	—	—	—	5	—	2	43	11	11	
	Chattien	18	35	41	—	×	—	5	—	12	7	—	—	7	—	—	7			Speer
		19	90	6	×	1	—	3	—	—	—	—	—	7	—	7	2	—	—	
		20	74	18	×	×	—	8	—	×	×	—	—	1	—	77	—	—	1	
		22	83	14	3	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	3	—	16	—	
		23	86	9	×	2	—	2	—	×	1	—	—	12	—	—	1	—	—	
		24	52	8	1	—	—	—	—	—	39	—	—	4	—	—	2			
		26	63	29	3	2	—	3	—	—	—	—	—	3	—	—	5	—	—	
SSE	Chattien	27	×	28	3	—	—	—	—	—	69	—	—	39	1	—	—	—	—	Sulzbach

TABELLE 11

Thur-Querschnitt, feine Fraktion

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
NNW	Chattien	2	47	13	26	3	—	9	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kronberg
	Aquitan	3	76	2	8	2	—	10	—	2	—	—	—	2	—	67	1	—	—	Kronberg
		4	52	6	8	4	—	30	—	—	—	—	—	23	—	—	2	6	—	
		5	75	3	11	2	—	7	—	2	—	—	—	3	—	66	1	—	—	
		6	62	2	7	4	—	25	—	—	×	—	—	12	2	1	2	1	—	
		7	71	4	12	4	—	9	—	—	—	—	—	3	2	71	—	—	—	
		8	80	5	6	5	—	2	1	—	1	—	—	14	4	—	2	—	—	
		9	42	2	49	6	—	2	—	—	—	—	—	10	—	61	—	—	—	
	Rupélien	10	64	12	6	6	—	11	—	—	—	—	1	31	—	—	—	—	—	Schorhüttenberg
	Rupélien	11	56	24	4	2	—	14	×	—	—	—	×	13	—	18	15	—	—	Speer
		12	77	5	6	6	×	6	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	—	
		13	90	2	7	1	—	—	—	×	—	—	—	7	—	32	—	—	—	
		14	78	8	3	5	—	5	—	1	—	—	—	10	—	3	23	11	—	
		15	87	7	6	×	—	—	—	—	—	—	—	16	—	—	1	—	—	
		16	68	29	2	1	—	—	—	—	—	—	—	6	—	59	4	5	×	
		17	52	28	18	2	—	—	—	—	—	×	—	4	—	4	27	3	20	
	Chattien	18	48	11	25	12	—	3	—	1	×	—	—	30	—	—	—	—	—	Speer
		19	70	6	18	4	—	1	—	1	—	—	—	11	—	8	—	—	—	
		20	68	11	13	2	—	5	—	1	—	—	—	1	—	95	—	—	—	
		21	42	4	47	5	×	1	—	1	—	—	—	33	—	1	—	—	—	
		22	59	5	29	5	—	1	—	1	—	—	—	24	—	—	—	—	—	
		24	37	4	3	2	—	—	—	—	54	—	—	—	—	—	—	—	—	
		25	58	1	25	5	—	—	—	—	11	—	—	4	—	4	—	53	1	
		26	57	6	29	7	—	1	—	—	—	—	—	6	—	6	—	—	—	
SSE	Chattien	27	1	10	47	×	—	—	—	—	42	—	—	37	—	—	—	—	—	Sulzbach

TABELLE 12

Urnäsch-Querschnitt, grobe Fraktion

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
NNW	Chattien	1	77	11	3	—	—	5	—	—	—	—	—	18	3	5	155	1	—	Kronberg
		3	78	6	3	8	—	5	—	—	—	—	—	7	3	10	8	—	—	
		4	68	25	1	1	—	5	—	×	—	—	—	2	1	–	—	—	—	
	Aquitan	5	82	5	4	1	—	8	—	—	—	—	—	12	1	–	6	—	—	Kronberg
		6	56	4	1	×	—	38	×	×	×	—	—	6		–	2	1	—	
		7	54	6	×	—	—	36	2	—	2	—	—	5		–	8	—	—	
		8	61	10	1	2	—	25	—	×	—	×	—	14	15	–	5	5	—	
		9	59	3	1	1	—	36	—	—	—	—	—	60	25	–	—	1	—	
		11	46	4	1	2	—	3	×	48	—	—	—	28	17	–	3	—	—	
SSE	Chattien	12	70	5	8	—	—	17	—	—	×	—	—	15		58	1	—	—	Kräzerli
		13	84	7	1	1	—	4	4	×	—	—	—	4		32		—	—	
		14	82	9	1	—	×	6	1	—	—	—	—	—	–	93		1	—	
		16	80	8	2	—	—	8	3	×	—	—	×	13	1	37	2	—	—	
		17	77	14	1	1	—	3	3	—	—	×	—	23	4	6	2	2	—	
		18	84	8	4	—	—	4	×	—		×		29		1	1	2	—	

TABELLE 13

Urnäsch-Querschnitt, feine Fraktion

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
NNW	Chattien	2	46	2	36	14	—	2	—	—	—		—	19			1	—	—	Kronberg
		3	55	7	25	8	—	4	—	1	—		—	10			1	2	—	
		4	47	8	36	8	—	1	—	—	—		—	15			—	—	—	
	Aquitan	5	58	4	23	5	—	9	—	—	—	-	—	21			2	—	—	Kronberg
		6	62	1	9	1	—	26	—	1	—	-	—	25			—	2	—	
		7	51	2	13	1	—	33	—	—	—	-	—	22			—	—	—	
		8	45	7	14	8	—	25	1	—	×	-	—	21		–	—	—	—	
		9	52	1	23	4	—	20	—	—	—	-	—	76	9	–	—	—	—	
		10	49	5	1	4	—	40	×	—	—	-	—	19	20	–	—	—	1	
		11	53	2	7	1	—	2	—	35	—	-	—	32		–	—	—	—	
SSE	Chattien	12	57	4	30	1	—	8	—	—	—	-	—	20	—	26	—	—	—	Kräzerli
		13	75	6	13	2	—	4	×	—	—	-	—	15	2	36	—	—	—	
		15	71	4	14	3	—	8	—	×	×	-	—	3		93	—	—	—	
		17	66	4	12	6	—	9	3	×	—	-	—	23	4	18	—	—	—	
		18	70	6	18	1	—	5	×	—	×	-		34		–	—	—	—	

TABELLE 14

Potersalp-Querschnitt, grobe Fraktion

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
NNW	Chattien	3	83	6	1	—	—	6	3	1	×	—	—	7	—	52	2	—	—	Kräzerli
		4	82	7	—	—	—	8	2	—	—	—	—	9	—	50	5	—	—	
		6	79	10	×	×	—	7	2	—	×	—	×	8	2	47	3	—	—	
		7	86	4	1	1	—	7	×	×	×	—	×	6	—	31	—	—	—	
		8	84	9	1	1	—	4	×	—	1	—		17	—	—	1	—	—	
		10	66	11	×	×	1	6	3	—	—	11	—	17	—	—	9	2	—	
		12	90	5	3	—	—	1	1	—	—	—	—	3	—	88	—	1	—	
		13	48	41	3	1	2	5	—	—	—	—	—	4	—	7	6	1	1	
SSE	Chattien	16	79	14	—	1	—	4	—	—	1	—	—	18	2	2	1	—	—	Leuenfall

TABELLE 15

Potersalp-Querschnitt, feine Fraktion

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
NNW	Aquitan	1	32	5	7	3	—	4	—	5	44	—	—	4	3	—	9	2	—	Kronberg
		2	66	2	19	2	—	9	—	2	—	—	—	32	3	—	3	—	—	
	Chattien	3	73	3	12	3	×	8	1	1	—	—	—	9	—	52	—	—	—	Kräzerli
		4	75	3	16	1	×	5	×	—	—	—	—	7	1	59	—	—	—	
		5	71	3	9	2	—	14	1	—	—	—	—	8	—	63	—	—	—	
		6	74	3	10	1	×	9	2	1	—	—	×	4	—	81	—	—	2	
		7	80	1	7	2	—	9	1	—	×	—	—	5	—	87	—	—	—	
		9	80	6	10	×	—	3	×	—	—	—	—	2	—	95	—	—	—	
		10	70	8	12	1	—	6	1	1	×	×	—	33	—	—	—	—	—	
		11	58	21	9	2	—	7	1	2	×	—	—	28	—	—	—	—	×	
		12	62	2	30	1	—	4	×	×	×	—	—	5	—	88	—	1	—	
		13	60	8	15	5	—	10	1	1	×	—	—	32	—	—	1	—	—	
		14	52	17	24	4	—	3	×	—	—	—	—	35	—	1	—	18	1	
		15	79	5	9	—	—	6	1	—	—	—	—	1	—	97	1	—	—	
SSE	Chattien	16	78	6	7	5	—	4	—	—	—	—	—	22	—	—	—	—	—	Leuenfall

TABELLE 16

Eugsttobel-Rachentobel-Gebiet, grobe Fraktion

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
NNW	Aquitan	1	76	2	15	4	—	—	2	—	—	—	—	15	6	2	—	—	—	Kronberg
		3	58	26	1	2	—	9	—	4	—	—	—	5	—	5	16	2	—	
	Rupélien	6	76	16	×	×	—	8	—	—	—	—	—	12	—	7	1	—	—	Eugsttobel
SSE	Chattien	11	85	8	2	1	—	4	—	—	—	—	—	8	—	26	1	—	—	Leuenfall-Eugsttobel
		13	75	12	1	3	—	9	—	—	×	—	—	15	5	—	1	1	—	
		14	75	9	2	—	—	12	2	—	—	—	×	4	—	84	—	—	1	
		15	84	10	2	1	—	4	—	—	—	—	—	8	—	76	—	—	—	
		16	80	12	1	—	—	6	—	—	1	—	—	—	—	9	—	—	—	

TABELLE 17

Eugsttobel-Rachentobel-Gebiet, feine Fraktion

	Alter	Nr.	Granat	Turmalin	Zirkon	Rutil	Anatas-Brookit	Staurolith	Disthen	Epidot	Zoisit	Hornblende	Chloritoid	Magnetit-Ilm.	Limonit	Pyrit	Chlorit	Muskowit	Biotit	Tektonische Zugehörigkeit
NNW	Aquitan	1	50	3	37	9	—	×	—	—	—	—	—	13	1	—	—	—	—	Kronberg
		2	62	3	14	6	—	6	—	—	—	—	—	19	—	—	1	—	—	
		3	60	5	21	5	—	6	—	3	×	—	—	26	—	—	—	3		
	Rupélien	4	56	29	5	4	1	4	—	—	—	—	—	23	—	—	1	—	1	Eugsttobel
		5	58	15	17	8	—	2	—	—	—	—	—	15	—	20	–			
		6	85	5	3	2	—	5	—	—	—	—	—	20	—	4	1	—	—	
		7	48	10	32	7	—	3	—	1	—	—	—	23	4	37	1	—	—	
		8	61	13	11	3	×	10	—	1	1	—	×	17	—	14	1	—	1	
		9	48	16	21	6	×	9	—	—	—	—	—	25	—	16	1	—	—	
SSE	Chattien	10	73	7	10	3	—	7	—	—	—	—	—	14	1	12	1	—	—	Leuenfall-Eugsttobel
		11	64	21	13	×	—	2	—	—	—	—	—	3	1	77	—	—	—	
		12	65	8	15	5	×	7	—	—	—	—	—	27	—	18	—	—	—	
		13	72	2	14	6	×	6	—	—	—	—	—	19	—	—	1	—	—	
		14	75	3	12	1	—	9	×	—	—	—	×	10	—	71	—	—	—	
		15	72	10	8	4	—	6	—	—	—	—	×	32	—	35	—	—	—	
		16	42	3	45	8	—	2	—	×	×	—	×	—	—	—	—	—	—	

Curriculum vitae

Geboren am 6. März 1914 in Schiers (Kanton Graubünden) und Bürger von Schaffhausen, als Sohn des Conrad Habicht, Lehrer an der Anstalt in Schiers und später Professor an der Kantonsschule in Schaffhausen, und der Margaretha Habicht, geb. Kehlstadt, besuchte ich in Schaffhausen Primar-, Real- und Kantonsschule, an welcher ich 1932 die Maturaprüfung ablegte.

Im Herbst 1932 immatrikulierte ich mich an der Universität Zürich und begann mit dem Studium an der philosophischen Fakultät II, geographisch-geologische Richtung, das ich — mit halbjährigem Unterbruch im Winter 1934/35 — im Sommersemester 1938 mit dem Diplom für das höhere Lehramt abschloss (Diplomarbeit: Geologie des Stockberggebietes, Toggenburg).

Von Juni 1937 bis August 1941 war ich als Hilfsassistent am Geologischen Institut an der E. T. H. tätig und habe dabei die Geländeaufnahmen und Laboratoriumsarbeiten für die vorliegende Dissertation weitergeführt, bis der Kriegsausbruch deren Fertigstellung verzögerte.

Von November 1939 bis August 1941 war ich als Militärgeologe militärisch aufgeboten; seit August 1941 bin ich in gleicher Funktion in ziviler Anstellung tätig.

Zürich, den 20. Juli 1943.

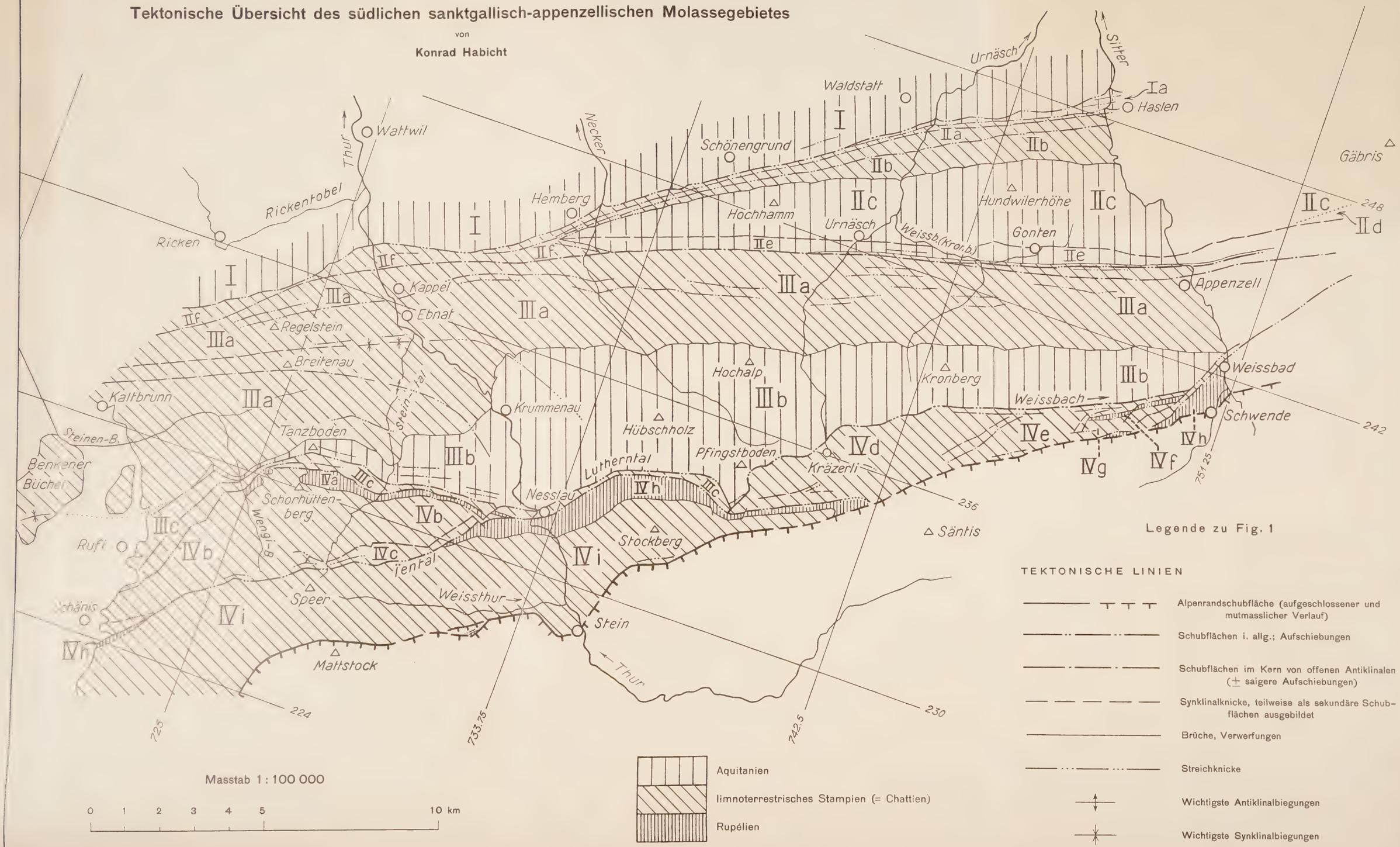
Konrad Habicht.

Tafel I, Fig. 1

Tektonische Übersicht des südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebietes

von

Konrad Habicht



Masstab 1 : 100 000

0 1 2 3 4 5 10 km

Legende zu Fig. 1

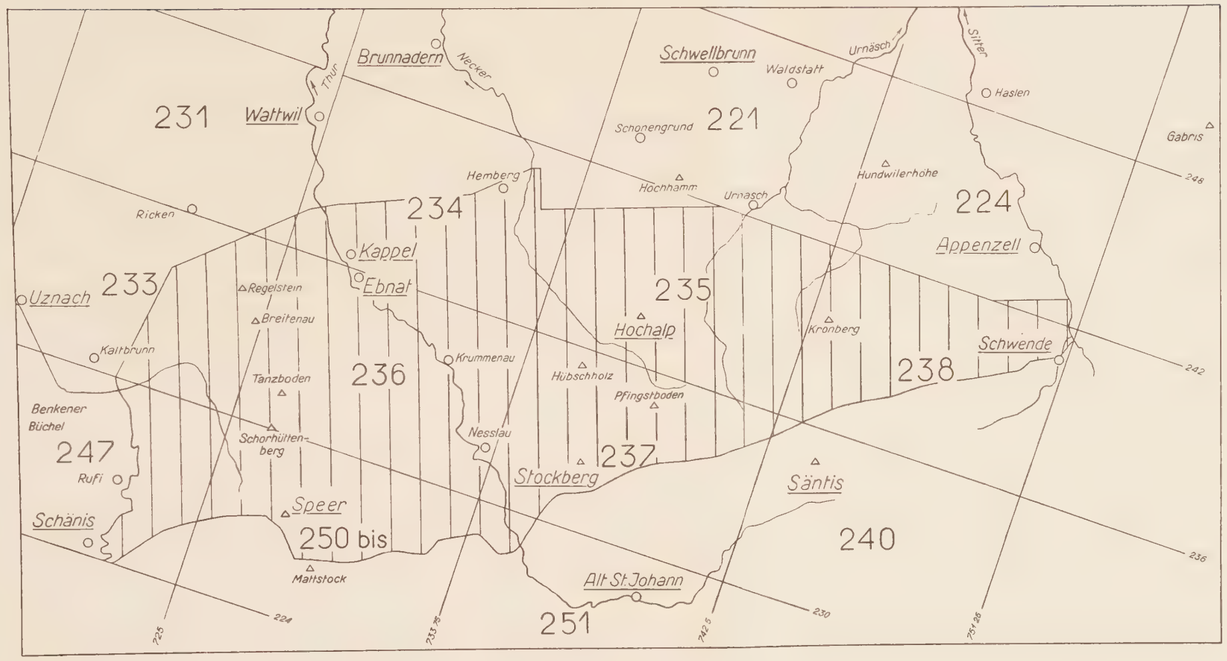
- Aquitanien
- limnoterrestrisches Stampien (= Chattien)
- Rupélien

TEKTONISCHE LINIEN

- Alpenrandschubfläche (aufgeschlossener und mutmasslicher Verlauf)
- Schubflächen i. allg.; Aufschiebungen
- Schubflächen im Kern von offenen Antiklinalen (± saigere Aufschiebungen)
- Synklinalknicke, teilweise als sekundäre Schubflächen ausgebildet
- Brüche, Verwerfungen
- Streichknicke
- Wichtigste Antiklinalbiegungen
- Wichtigste Synklinalbiegungen

Tafel I, Fig. 2

Die Lage des Aufnahmegebietes im Rahmen des topographischen Atlasses der Schweiz (Siegfriedatlas)



Masstab 1 : 200 000

BEZEICHNUNG DER MOLASSEZONEN:

I Granitische Molasse

Ia Unterbachzone (Quetschzone im südlichsten Teil der granitischen Molasse)

II Gäbriszone s. l.

IIa Zone der Teufelsmauern
IIb Zone der Appenzellersandsteine } nördliche Stampienzone
IIc Gäbriszone s. str.
IId Sommersbergzone
IIe Forstzone
IIf Zone von Salomonstempel } Zone Gäbris-Süd

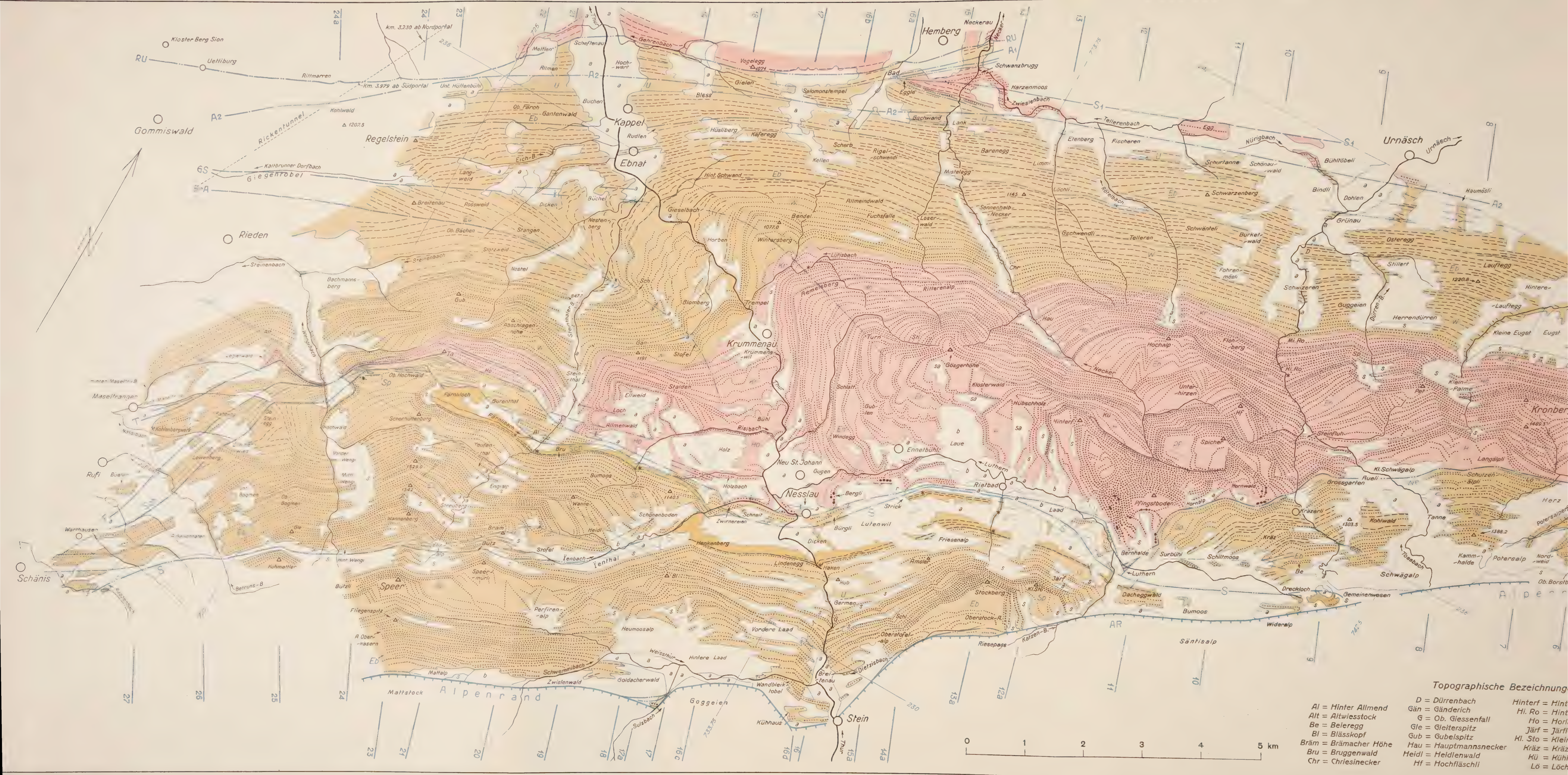
III Kronbergzone s. l.

IIIa nördliche Stampienzone der Kronbergzone
IIIb Kronbergzone s. str.
IIIc Zone Kronberg-Süd

IV Speerzone s. l.

IVa–c Schorhüttenbergschuppe
IVa Rupélien
IVb Chattien
IVc Zone Schorhüttenberg-Süd
IVd–g Kräzerlischuppe
IVd Kräzerli-Teilschuppe
IVe Leuenfall-Teilschuppe
IVf–g Eugsttobel-Teilschuppe (IVf: Rupélien, IVg: Chattien)
IVh–i Speerschuppe und ihr östliches Aequivalent im Sittergebiet
IVh Rupélien
IVi Chattien

WASSERMANN A.G., BASEL


Kloster Berg Sion
Uetliburg
Rickentunnel
Gommiswald
Regelstein
Rieden
Schänis
Rufi
Speer
Kappel
Ebnat
Hemberg
Urnäsch
Krummenau
Neu St. Johann
Nesslau
Ennetbühl
Rietbad
Stein
Alpenrand
Säntisalp
Kronberg
Topographische Bezeichnungen
Al = Hinter Allmend
Alt = Altwiesstock
Be = Beleregg
Bl = Blässkopf
Bräm = Brämacher Höhe
Bru = Bruggenwald
Chr = Chriesinecker
D = Dürrenbach
Gän = Gänderich
G = Ob. Giessenfall
Gle = Gleiterspitz
Gub = Gubelspitz
Hau = Hauptmannsnecker
Heidl = Heidlenwald
Hf = Hochfläschli
0 1 2 3 4 5 km

Tafel II

Tektonisch-geologische Karte der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse

von

Konrad Habicht

Masstab 1 : 50 000

Legende

QUARTÄR

a	Alluvionen, Talsohlen, Bachschuttkegel, Riedböden und Torfmoore
s	Gehängeschutt, trockene Schuttkegel
sa	Sackungen
b	Bergstürze
r	Rutschung (NE Nesslau)
	Moränen, Diluvium i. allg.

MOLASSE — Stratigraphische Unterscheidungen

Pf	Pfingstbodenschichten	Aquitanien
H	Hochfläschlischichten	
En	Ennetbühlerschichten	
Ho	Hochalpschichten	
Kr	Krummenauerschichten	
W	Wintersbergschichten	Limnoterrestrisches Stampien (Chattien)
Eb	Ebnaterschichten	
Sp / U	Speerschichten / Untere bunte Molasse	
	Horwerplatten, Grisigermergel	Brackisch-marines Unterstampien (Rupélien)

* Wichtigste Fossilfundstellen

Lithologische Unterscheidungen

Wechsellagerung von Mergel und Sandstein (mit vereinzelten Kleingeröll-Schnüren)

Wechsellagerung von Mergel und Nagelfluh (teilweise mit Sandsteineinlagerungen)

Riesengerölle und Riesenkonglomerat (Kronbergzone und Sulzbachschürfling am Alpenrand)

TEKTONISCHE LINIEN

A1	Kernstörung der 1. Antiklinale	L	Luthernaufschiebung
A2	Kernaufschiebung der 2. Antiklinale	RS	Rachentobel-Synklinale
AR	Alpenrandschubfläche	RU	Randunterschiebung
BrA	Breitenau-Antiklinale	S	Speeraufschiebung
E	Eugsttobelaufschiebung	S1	Synklinale S1
F	Fähbergaufschiebung	Sch	Schorhüttenbergaufschiebung
G	Glandenstein-Störung	T	Tanzbodenaufschiebung
GS	Giegenbach-Synklinale	We	Weissbachaufschiebung

Alpenrandschubfläche

Schubflächen i. allg.; Aufschiebungen

Schubflächen im Kern von offenen Antiklinalen (+ saigere Aufschiebungen)

Synklinalknicke, teilweise als sekundäre Schubflächen ausgebildet

Brüche, Verwerfungen

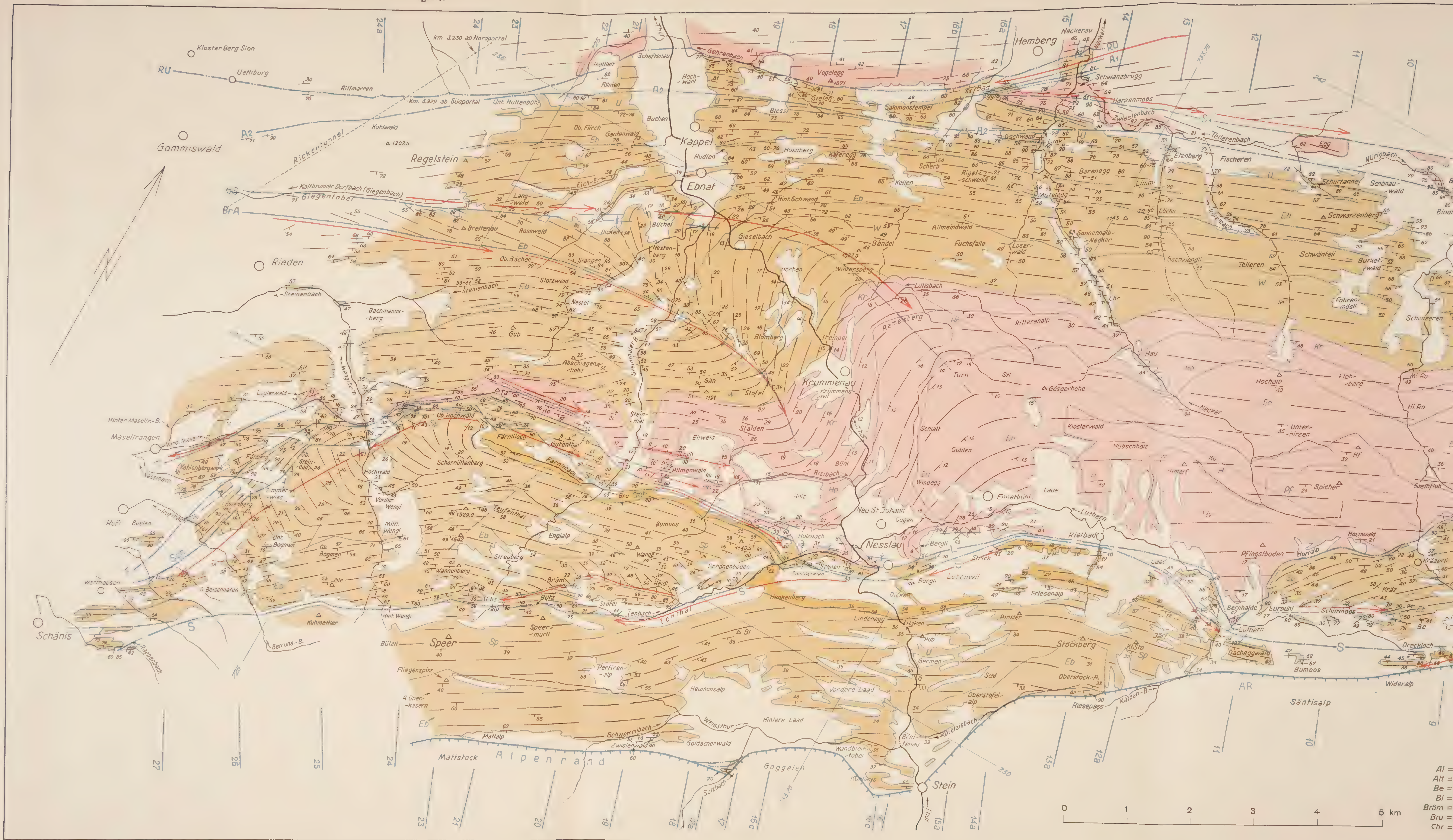
Streichknicke

Wichtigste Antiklinalbiegungen

Wichtigste Synklinalbiegungen

WASSERMANN A G, BASEL

Konrad Habicht, Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet



Tafel III

Strukturkarte der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse

von

Konrad Habicht

Masstab 1 : 50 000

Legende

QUARTÄR

Unterscheidungen innerhalb des Quartärs siehe Tafel II

MOLASSE

Pf	Pfingstbodenschichten	Aquitanien
H	Hochfläschlischichten	
En	Ennetbühlerschichten	
Ho	Hochalpschichten	
Kr	Krummenauerschichten	
W	Wintersbergschichten	Limnoterrestrisches Stampien (Chattien)
Eb	Ebnaterschichten	
Sp / U	Speerschichten Untere bunte Molasse	
	Horwerplatten, Grisigermergel	Brackisch-marines Unterstampien (Rupélien)

TEKTONISCHE LINIEN

Fallen der Faltenachsen

Streichsignaturen (schematisch)

16 Streichen und Fallen in °

Alpenrandschubfläche

Schubflächen i. allg.; Aufschiebungen

Schubflächen im Kern von offenen Antiklinalen (+ saigere Aufschiebungen)

Synklinalknicke, teilweise als sekundäre Schubflächen ausgebildet

Brüche, Verwerfungen

Streichknicke

Wichtigste Antiklinalbiegungen

Wichtigste Synklinalbiegungen

Topographische Bezeichnungen

D = Dürrenbach
Gän = Gänderich
G = Ob. Giessenfall
Gle = Gleiterspitz
Gub = Gubelspitz
Hau = Hauptmannsnecker
Heidl = Heidlenwald
Hf = Hochfläschli
Hinterf = Hinterfallenkopf
Hi. Ro = Hint. Rossfall
Ho = Horlacherwald
Järf = Järflenalp
Kl. Sto = Kleiner Stockberg
Kräz = Kräzerenpass
Kü = Kühisalp
Lö = Löchli
Mi. Ro = Mittl. Rossfall
Pet = Petersalp
Sch = Schorüti
Schl = Schloh
Sp = Spitzli
Sti = Stigenwald
Ta = Tanzboden
Wa = Wartegg

A1 Kernstörung der 1. Antiklinale
A2 Kernaufschiebung der 2. Antiklinale
AR Alpenrandschubfläche
BrA Breitenau-Antiklinale
E Eugsttobelaufschiebung
F Fähbergaufschiebung
G Glandenstein-Störung
GS Giegenbach-Synklinale
L Luthernaufschiebung
RS Rachentobel-Synklinale
RU Randunterschiebung
S Speeraufschiebung
S1 Synklinale S1
Sch Schorhüttenbergaufschiebung
T Tanzbodenaufschiebung
We Weissbachaufschiebung

WASSERMANN A.G., BASEL

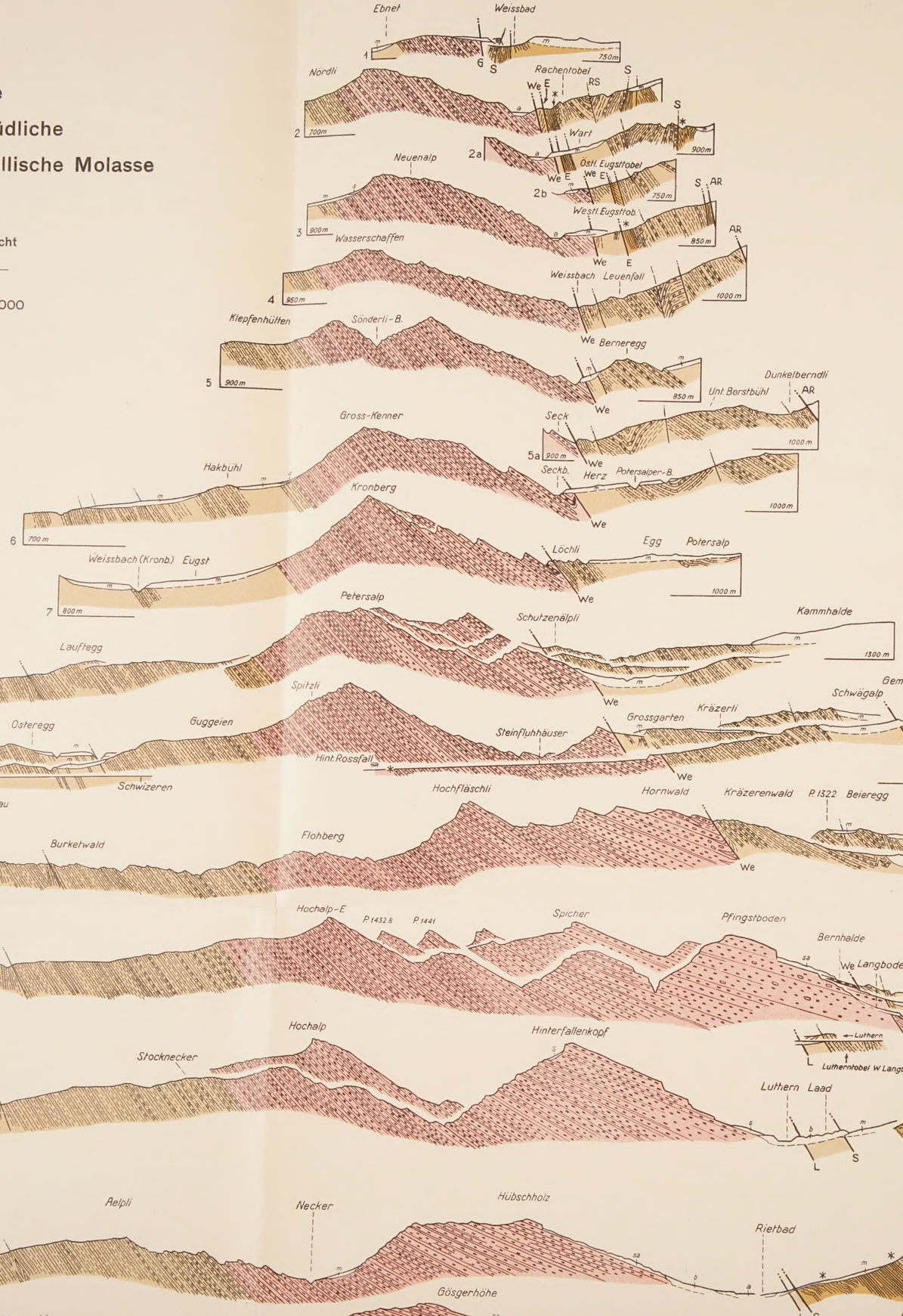
Tafel IV

Profile durch die südliche sanktgallisch-appenzellische Molasse

von

Konrad Habicht

Masstab 1 : 25 000



Legende

QUARTÄR

- a = Alluvialböden, Riedböden, Bachschuttkegel
- s = Gehängeschutt
- sa = Sackungen
- b = Bergsturz
- m = Moräne

MOLASSE

Stratigraphische Unterscheidungen

- Aquitanien
- Limnoterrestrisches Stampien (Chattien)
- Rupélien

Lithologische Unterscheidungen

Aq. Ch. Rup.

- Mergel und Mergelsandstein in grösserer Mächtigkeit
- Grisigermergel (marin–brackische graue Tonmergel)
- Kalksandstein
- Granitischer Sandstein
- Horwersandstein
- Süsswasserkalk
- Kalknagelfluh
- Nagelfluh mit wenig kristallinen Geröllen
- „Bunte" Nagelfluh
- Nagelfluh mit einzelnen grossen Blöcken (Pfingstbodengebiet)
- Riesenkonglomerat

* Wichtigste Fossilfundstellen

TEKTONISCHE LINIEN

- Schubflächen i. allg.; Aufschiebungen
- Schubflächen im Kern von Antiklinalen (± saigere Aufschiebungen)
- Synklinalknicke, teilweise als sekundäre Schubflächen ausgebildet

- A_1 Kernstörung der 1. Antiklinale
- A_2 Kernaufschiebung der 2. Antiklinale
- AR Alpenrandschubfläche
- BrA Breitenau–Antiklinale
- E Eugsttobelaufschiebung
- F Fähbergaufschiebung
- G Glandenstein–Störung
- GS Giegenbach–Synklinale
- L Luthernaufschiebung
- RS Rachentobel–Synklinale
- RU Randunterschiebung
- S Speeraufschiebung
- S_1 Synklinale S_1
- Sch Schorhüttenbergaufschiebung
- T Tanzbodenaufschiebung
- We Weissbachaufschiebung

Neckerau
Schwanzbrugg
Gschwand
Mistelegg
Grundlosen
RU
S1
A2
A1
15
600 m
Eggle
Riegelschwendi
Ruchweid
Lüthisbach
Schartegg
Turn
Schlatt
Gublen
Lutenwil
Hinterberg
Nesslau
Bergli
Bürgli
Hub
Breitenau
Stein
AR
15a
16
Wandbleiktobel
700 m
Ausäge
Ien-B.
16b
650 m
Holz
Zwirnerei
16c
700 m
Allmeindwald
Ob. Bad
16a
800 m
Salomonstempel
Bendel
Wintersberg
Krummenau
Thur
Bühl
Holz
Geissgütli
Henkenberg
Windbläss
Weissthur
Sulzbach
16d
Fl
Fl = Flysch
17
600 m
Fuchsloch
Sch
T
S
Ienbach
Blässkopf
Scherenwald
17a
800 m
Laueweid
Plattenschwand
Goldacherwald
Risibach
Stofel
Thur
18
500 m
Ienthal
Heumooserhöhe
Weissthur
Zwislenwald
Bumoos
Heidlenwald
Gänderich
Ellweid
Allmenwald
Vogelegg
P. 1071
Büchel
Vogtberg
Hint. Schwand
Gieselbach
Untereggli
BrA
19
500 m
Kappel
Ebnat
Wanne
P. 1489
Oberli
Hürchel
Bruggenwald
Brämacher Höhe
Speermürli
1150 m
Schafberg
Platten
Vord. Mattalp
Steinthal
Streuberg
Nestenberg
Büchel
20
500 m
Abschlagenhöhe
Horlacherwald
Gutenthal
Teufenthal
Stangen
Nestel
Eichbach
Elisalp
Scheftenau
Allmen
21
400 m
A2
Kühboden
Färnliloch
Speer
Kl. Speer
Fliegenspitz
Heidenbühl
Unter Bächen
Ob. Färch
Eichbach
GS
22
600 m
Wannenberg
P. 1529.0
P. 1542
Schorhüttenberg
Tanzboden
Gubelspitz
Kühbodenegg
Ob. Bächen
Ob. Hüttenbühl
Unt. Hüttenbühl
Bützli
Hint. Wengi
Mitth. Wengi
23
800 m
Breitenau
Regelstein
Fährnenalp
Ob. Hochwald
Steinenbach
24
900 m
Wengibach
Kühmettler
Gleiterspitz
Ob. Bogmen
24a
600 m
Altwiesstock
P. 1204
P. 1242
F
Beischnaten
Steinenbach
25
500 m
Nässibach
Löwenberg
Betrunsbach
Nätzlisbach
Vord. Maseltranger-B.
Steinenbach
26
300 m
Maseltrangen
Kohlenflöz Ruf.
Wannen-B.
27
300 m
Benkener Büchel
P. 608.5
Fischbach
28
100 m
0
1
2 km